



Analyses des vitesses et des déplacements co-sismiques sur des failles décrochantes en Mongolie et en Iran - Approche morphotectonique et paléosismologique

Magali Rizza

► To cite this version:

Magali Rizza. Analyses des vitesses et des déplacements co-sismiques sur des failles décrochantes en Mongolie et en Iran - Approche morphotectonique et paléosismologique. Géologie appliquée. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2010. Français. NNT : . tel-00591794

HAL Id: tel-00591794

<https://theses.hal.science/tel-00591794>

Submitted on 10 May 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

**UNIVERSITÉ MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC**

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ MONTPELLIER II

*Discipline : Structure et évolution de la Terre et des autres planètes
École Doctorale : SIBAGHE*

Présentée et soutenue publiquement

Par

Magali RIZZA

Le 7 Décembre 2010

**Analyses des vitesses et des déplacements co-sismiques sur des
failles décrochantes en Mongolie et en Iran
*Approche morphotectonique et paléosismologique***

JURY

Jean-François Ritz	Directeur de recherche (Géosciences Montpellier)	Directeur de thèse
Yann Klinger	Chargé de Recherche (IPGP)	Rapporteur
Bertrand Meyer	Professeur des Universités (UPMC)	Rapporteur
Olivier Bellier	Professeur des Universités (Aix-Marseille)	Examineur
Rodolphe Cattin	Professeur des Universités (Géosciences Montpellier)	Examineur
Carol Prentice	US Geological Survey (Menlo Park, USA)	Examineur
<i>Membres invités</i>		
Philippe Vernant	Maître de Conférence (Géosciences Montpellier)	Co-Directeur de thèse
Régis Braucher	Chargé de Recherche (CEREGE)	
Hamid Nazari	Geological Survey of Iran (Téhéran)	

Rock'n' Roll !

(Papa)

Remerciements

(29/10/2010 08h41 am, les red-bull jonchent le bureau)

Ces trois années de thèse ont été riches en émotions, et il me sera donc difficile de remercier toutes les personnes qui ont rendu ce travail possible et qui m'ont permis de mettre un premier pas dans le milieu de la recherche.

Mes remerciements iront en tout premier lieu à mon directeur de thèse Jean-François Ritz (Jeff), qui a proposé ce sujet de thèse, et qui m'a formé (avec patience) au cours de ces trois ans. J'espère que mes yeux seront un jour aussi bons que les siens, et que je pourrai lire dans la morphologie et dans les tranchées avec son aisance. Une pensée toute particulière à notre recherche du « Kufté perdu », je pense que cet épisode restera longtemps gravé dans ma mémoire.

Je tiens également à remercier mon co-directeur de thèse, qui a su être présent également quand il le fallait, malgré le fait que je n'ai eu le temps finalement de « blocké » avec lui.

Je remercie d'avance les rapporteurs Yann Klinger et Bertrand Meyer d'avoir accepté de participer à mon jury de thèse. J'espère que le volume de cette thèse ne les fera pas fuir Merci également à Olivier Bellier d'avoir participé aux comités de thèse durant ces trois années, à Rodolphe Cattin, et bien sûr Carol ! Merci aussi à Régis l'homme au ¹⁰Be et toute l'équipe d'ASTER du CEREGE.

Maintenant la tâche la plus ardue va être de penser à toutes les personnes avec qui j'ai pu partager des sacrés bons moments.....

Ce travail de thèse, n'aurait pas été possible sans tous les collaborateurs qui ont mis la main à la patte. Commençons par l'Iran... Une grande pensée pour Reza, avec qui les 15 m de logging d'Astaneh ont été bien sympathiques malgré les tempêtes de sables et l'échelle bancale, mais aussi pour Hamid et Tahtchin (je dois écorcher son nom, je m'en excuse) le meilleur conducteur de tout l'ouest iranien qui m'a surtout beaucoup, beaucoup, nourri pendant ce mois passé dans ce merveilleux pays.

Aaaah la Mongolie ! Une fois qu'on y met les pieds, il est difficile de ne pas vouloir y retourner ! Je remercie toutes les personnes qui se sont démenées sur le terrain : Riccardo et son peignoir, Christophe, Nastya et Sergei pour m'avoir accueilli dans leur tente une nuit d'orage et puis pour avoir été là durant les longues heures de routes, secoués dans le camion. Une grande pensée aux chauffeurs, à Javhaa, à Banzaiiiiiiii, et surtout Bolhoo pour sa cuisine succulente et son pain frais sur le terrain tous les matins et son sourire !

Et puis bien sûr pour l'épisode Bogd, je repense avec plaisir à l'ouverture de la tranchée de Camel Bone (11 m de long le bébé) grâce au courage de Sally et Alain et Thomas (qui en a bien C...) ! Et puis aussi à tous les motards bourrés qui passaient la nuit près de nos tentes, faut pas croire la nuit en Mongolie ce n'est pas très calme, surtout pendant la saison des mariages.... Ah oui puis dixit Chauvet « le sol il est un petit peu profond » !!!

Ces trois ans ont été aussi le moment où ma valise n'a jamais quitté le pied de mon lit.... Direction USA. Carol je te remercie pour beaucoup de choses et surtout pour les dernières corrections en fin de thèse... Merci à Mike pour les balades photos sur pebbles beach, j'espère vous rendre visite dans le futur. Ensuite direction Denver ! Et oui le dernier dinosaure maintenant je sais pourquoi ! Je ne

remercie pas les tempêtes de neige, coincée au bord d'une route en attendant durant des heures qu'un bus vienne à ma rescousse. Toutes les analyses de luminescence ont été réalisées avec Shannon, qui a passé beaucoup de temps à m'apprendre les premières ficelles de la dure loi de la jungle OSL. J'ai adoré mon séjour avec toute sa petite famille : Matt, Stefan, Duncan et Declean ! Merci à Emily, Jake, Mae et Alice Jacobson, chez qui j'ai bien squatté 2 mois ! Et pensées spéciales à Thomas et aussi Stephanie avec qui on a testé le McDrive américain à vélo ! So crazy the french girls !!!! J'en ris encore !

Enfin de retour en France je tiens à remercier tous ceux avec qui j'ai pu partager des supers moments. Thomas T. pour avoir partagé mon bureau pendant trois ans, même si son chien n'était pas toujours le bienvenu ;-) ... J'espère que les prochains locataires seront à la hauteur et trouveront des petites images délirantes à planquer un peu partout dans le bureau. Puis il y a tous les autres : Flo, Bruno, Lyd, Fabien, Karen, Claire, Vincent, Philou, Clémence, Théo, Yaghoub, Sharyar, Mike, Mathieu, Lara et puis bien sûr tous les nouveaux ... la liste est longggguuuuuueee! Et puis tout à commencer et tout continuera je l'espère avec les anciennes de master : Aurélie, Elise, Aude, Bertille Noelle et aussi bien sûr notre minou international qui aujourd'hui vit entouré de belles hollandaises !

Tous les « permanents » du labo : Anne, Marc, Roger S, Roger B, Erik, Cédric, Nico L., Michel, Jean-Emmanuel et tous les autres que je ne cite pas mais avec qui j'ai également partagé des bons moments.

Enfin vive les potes avec qui j'ai pu évacuer tout ce stress en écumant les bars de Montpellier, ceux-là se reconnaîtront Je préserve leurs identités !

Un grand merci à ma famille (nombreuse) et ma maman qui n'a pas vécu les moments les plus heureux au cours de ces trois ans, puis bien sûr ma sœur Lila avec qui notre combat ingénieur/universitaire continuera je l'espère. Une pensée toute spéciale pour mon papa, qui malheureusement n'est plus là ... Ta présence me manque, et surtout nos conversations de politico-anar et puis tes vieilles réflexions d'ancien 68-tard... Avec ce qui se passe en ce moment, tu serais en train de gueuler chaque jour un peu plus !

Et enfin MERCI à Thomas, qui m'a supporté, porté à bout de bras parfois, et qui a toujours cru en moi... Sans lui la tranchée de Camel Bone ne serait pas, la tente se serait envolée pendant les coups de vents qui l'ont empêché de dormir pendant que je récupérais de mes nuits sans sommeil sur Bolnay. Un couple c'est fait pour partager le pire et le meilleur non ? Ben cette dernière nuit au labo, tu as vu le pire ☺

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION.....	1
Chapitre I : Introduction générale : Les variations d’activités le long des failles actives - État de la question.....	3
Chapitre II : Techniques utilisées en morphotectonique et paléosismologie.....	21
II.1. Analyses morphotectoniques	22
II.1.1. Analyses et cartographie de la morphologie.....	22
II.1.2. Marqueurs morphologiques caractéristiques des failles décrochantes	24
II.1.3. Discussion sur l’analyse et l’utilisation des marqueurs	28
II.2. Datations des marqueurs quaternaires	31
II.2.1. Datations par le ^{10}Be in situ.....	31
<i>II.2.1.1. Principes généraux de la méthode de datations par cosmonucléides</i>	<i>31</i>
<i>II.2.1.2. Principes d’échantillonnages et calcul d’âges.....</i>	<i>32</i>
<i>II.2.1.3. Discussions sur l’utilisation du ^{10}Be in situ</i>	<i>38</i>
II.2.2. Datations par Luminescence Stimulée Optiquement (OSL)	40
<i>II.2.2.1. Principes généraux de la méthode</i>	<i>40</i>
<i>II.2.2.2. Présentation des différents protocoles de collectes et de mesures</i>	<i>42</i>
<i>II.2.2.3. Discussions sur l’utilisation de la luminescence.....</i>	<i>56</i>
II.3. Analyses paléosismologiques	62
II.3.1. Les grands principes de la paléosismologie.....	63
<i>II.3.1.1. L’ouverture de tranchée</i>	<i>63</i>
<i>II.3.1.2. Indicateurs stratigraphiques des paléoséismes</i>	<i>63</i>
II.3.2. Discussion sur les potentiels et limites de la paléosismologie	66
Chapitre III : Analyse des vitesses et des déplacements le long des failles de Bogd et Bolnay (Mongolie)	69
III.1. Présentation générale du contexte tectonique	70
III.1.1. Cadre tectonique général de la Mongolie	70
III.1.2. Problématique	74

III.2. Analyse des variations d'activité le long de la faille de Bogd	75
III.2.1. Présentation générale de la faille de Bogd	75
III.2.2. Analyses des vitesses et des magnitudes des séismes passés	76
III.2.3. Analyses paléosismologiques	132
<i>Le site d'Ulaan Bulag</i>	<i>133</i>
<i>Le site de Noyan Uul</i>	<i>139</i>
<i>Le site de Camel Bone –Zadgay Zayhr</i>	<i>147</i>
III.2.4. Synthèse des données paléosismologiques	158
III.3. Analyse des variations d'activité sur la faille de Bolnay	160
III.3.1. Présentation générale de la faille de Bolnay	160
III.3.2. Travaux de morphotectonique – Vitesse le long de la faille	162
 Chapitre IV : Variations d'activité à l'échelle d'une faille	
Exemples des failles d'Astaneh et de Tabriz (Iran)	223
IV.1. Cadre tectonique général de l'Iran	224
IV.2. Vitesses et intervalles de récurrence sur la faille d'Astaneh	228
IV.2.1. Contexte tectonique du Nord-Est de l'Alborz	228
IV.2.2. Estimation de la vitesse géologique de la faille d'Astaneh	
Apport de la luminescence	232
IV.2.3. Analyses paléosismologiques	273
IV.3. Analyses des vitesses sur la faille de Tabriz	310
IV.3.1. Contexte tectonique du Nord-Ouest de l'Iran	310
IV.3.2. Comparaison des vitesses court et long termes sur Tabriz	
Analyses morphotectoniques et géodésiques	313
<i>IV.3.2.1. Les données géodésiques sur la faille de Tabriz</i>	<i>313</i>
<i>IV.3.2.2. Indicateurs stratigraphiques des paléoséismes</i>	<i>316</i>
 Chapitre V : Discussions générales	327
V.1. Discussions sur les aspects méthodologiques	327
V.2. Peut-on identifier des variations de vitesses sur une fenêtre d'observation de plusieurs milliers d'années ?	342

V.3.Est-il possible de mettre en évidence des variations d’activités des failles étudiées sur la gamme de temps Géodésie – Paléosismologie ?	343
V.3.1.Analyses des variabilités des déplacements en surface.....	343
V.3.2.Analyses des temps de récurrence	345
V.3.3.Caractéristiques des cycles sismiques.....	346
V.4.Peut-on détecter des essais sismiques en domaine continental ? - Mongolie.....	354
 CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	 357
 REFERENCES	 363
 ANNEXES.....	 379
ANNEXES A : RESULTATS BERYLLIUM 10	
ANNEXES B : RESULTATS LUMINESCENCE	

Introduction

La thématique principale de cette thèse est d'analyser les vitesses de glissements, sur plusieurs échelles de temps, le long de failles décrochantes localisées en domaine continental. Ce travail s'est appuyé sur des études morphotectoniques et paléosismologiques menées sur deux régions sismiquement actives : la Mongolie et l'Iran. Sur certaines failles, de forts séismes ($M \geq 7.0$) ont été enregistrés par la sismicité instrumentale ou sont également répertoriés dans les archives historiques. Lors de ces séismes majeurs, les déplacements co-sismiques étaient de plusieurs mètres, et les longueurs des ruptures de plusieurs centaines de kilomètres, qui font donc de ces failles des objets d'études exceptionnels pour les géologues.

En Mongolie, quatre séismes de magnitude $M > 8$ ont eu lieu entre 1905 et 1957 mais, depuis, seuls des séismes mineurs ($M < 6.5$) ont été enregistrés dans cette région: l'activité sismique du début du XX^{ème} siècle apparaît donc exceptionnelle pour ce domaine tectonique intracontinental. Une question se pose : l'essaim de séismes du XX^{ème} siècle est-il unique ou est-ce que la Mongolie a également connu d'autres épisodes de « crises sismiques » par le passé, et, quelles en sont alors les récurrences ?

En Iran, un grand nombre de forts séismes ont été enregistrés et la sismicité instrumentale indique que cette région est l'un des domaines continentaux les plus actifs, faisant de l'Iran une zone à fort aléa sismique. Ces séismes semblent être séparés dans le temps par de longues périodes de quiescence, mais les données historiques suggèrent que des essaims sismiques ont pu avoir lieu dans la partie nord iranienne, et qu'il est donc possible que des variations dans l'activité des failles puissent être identifiées.

L'objectif principal de cette étude a été d'identifier les séismes majeurs qui ont eu lieu dans le passé et d'en définir leurs caractéristiques, c'est-à-dire leurs magnitudes et leurs intervalles de récurrences. En effet, la difficulté de prévoir des séismes dans le futur vient essentiellement du manque de connaissances dont nous disposons sur les séismes passés. Une meilleure compréhension des vitesses et des variations dans l'activité sismique de ces failles sur des échelles de temps variables, peuvent permettre de mieux contraindre le cycle sismique sur une faille donnée et ainsi, de mieux définir l'aléa sismique d'une région. Nos observations des séismes passés reposent sur des analyses paléosismologiques et les estimations des taux de glissements sur des analyses morphotectoniques.

Plan de la thèse

Le premier chapitre est une brève synthèse des connaissances sur la question des variations d'activités qui ont été identifiées le long de failles actives et les principales problématiques qui seront abordées au cours de ce travail sont présentées.

Le second chapitre présente quant à lui les outils et les méthodes qui sont utilisées dans les travaux de morphotectoniques et de paléosismologie. Les aspects méthodologiques de la datation par luminescence sont plus particulièrement développés, car un travail approfondi sur le protocole d'échantillonnage et d'analyses des sédiments grossiers a été effectué au cours de cette thèse.

Le troisième chapitre concerne les résultats acquis sur les failles de Bogd et Bolnay en Mongolie. Sur ces deux failles, l'approche principale a été d'estimer des vitesses de glissements sur plusieurs échelles de temps mais également de définir les caractéristiques des séismes passés sur les derniers milliers d'années. Le travail d'analyse des vitesses et de la distribution des déplacements co-sismiques mené sur la faille de Bogd est présenté sous la forme d'un article, et les analyses paléosismologiques sont présentées au sein d'une section indépendante. Enfin, les travaux réalisés sur la faille de Bolnay se trouvent sous la forme d'une publication en préparation.

Le quatrième chapitre est focalisé sur l'Iran, où nous avons réalisé des analyses morphotectoniques et paléosismologiques. Les travaux menés sur la faille d'Astaneh sont sous la forme de deux publications, l'une concernant l'estimation de la vitesse de la faille d'Astaneh grâce aux datations par luminescence (soumise à *Quaternary Geochronology*) ; la seconde publication (en préparation) concerne les analyses paléosismologiques menées au sein d'une tranchée. Enfin l'estimation de la vitesse « long terme » sur la faille de Tabriz permet de montrer un accord entre morphotectonique et géodésie sur cette faille.

Enfin, le dernier chapitre est une discussion sur l'ensemble des données acquises au cours de cette thèse. Les principaux résultats concernant les aspects méthodologiques seront tout d'abord présentés puis, une analyse des variations d'activité sur ces quatre failles permettront de discuter des modèles des cycles sismiques associés à chacune d'entre elles.

Chapitre I : Les variations d'activités le long des failles actives

État de la question.

Les forts tremblements de terre ($M > 6.5$) se produisent essentiellement aux frontières des plaques où l'activité tectonique est associée aux grandes zones de failles d'échelle lithosphérique (Figure 1). Mais ils peuvent également se produire en domaine intracontinental le long de failles, souvent héritées, pouvant atteindre plusieurs centaines de kilomètres de longueur. Comprendre les mécanismes et les phénomènes physiques qui contrôlent ces forts séismes intracontinentaux est un enjeu majeur. La compréhension du mécanisme physique mis en jeu lors des séismes a débuté au début du XX^{ème} siècle, avec la théorie selon laquelle les séismes sont le résultat du rebond élastique de la lithosphère autour des zones de failles (Reid, 1910). Depuis, les connaissances ont beaucoup évoluées, notamment à partir des années 1980, où l'observation des déformations associées aux failles actives a progressé de façon significative avec l'apparition de la géodésie et de la paléosismologie. La géodésie permet notamment d'extrapoler les vitesses de glissement le long des failles actives à partir de la mesures des déformations s'accumulant de part et d'autre de ces failles en périodes inter-sismiques. La paléosismologie, en ouvrant l'échelle de temps d'observation sur plusieurs cycles sismiques, permet de déterminer des intervalles de récurrence entre les séismes, leurs magnitudes, ainsi que des vitesses des failles sur le long terme.

Malgré des données qui sont de plus en plus nombreuses, la prévision des séismes (localisation, temps, magnitude) reste encore un problème complexe pour les sismologues, géodésiens, paléosismologues et modélisateurs. Les difficultés à anticiper les séismes sont sans doute dues, pour une large part, à la méconnaissance du fonctionnement de ces failles actives et des caractéristiques des séismes qui ont été générés dans le passé.

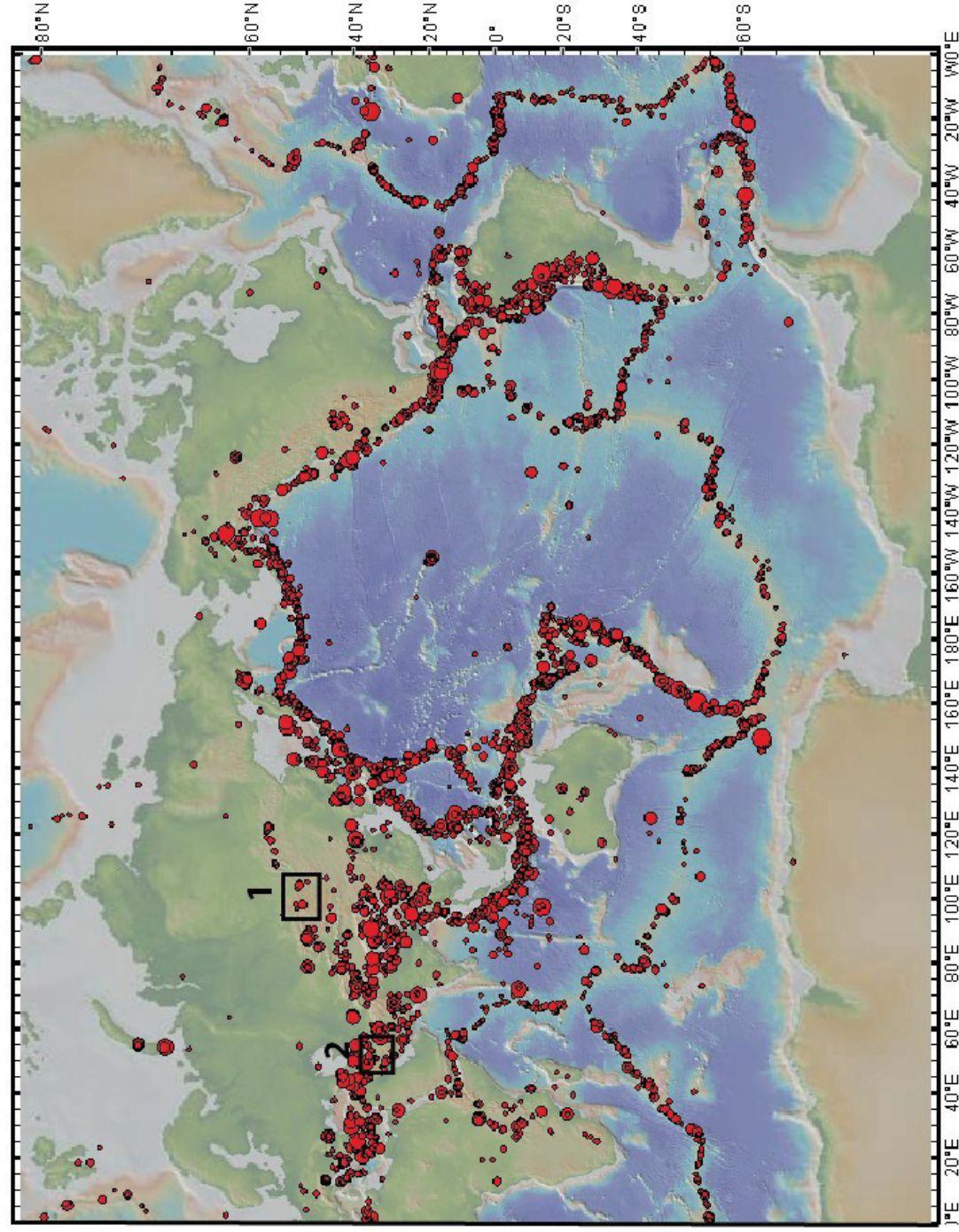


Figure 1 : Données de sismicité sur la période 1973-2009 pour des magnitudes supérieures à 5.5, d'après la base de données de l'USGS. Les séismes sont répertoriés par les cercles rouges. On remarque que la sismicité mondiale est généralement localisée sur les zones inter-plaques. Les boîtes noires localisent les deux chantiers présentés au cours de cette thèse : 1) La Mongolie ; 2) l'Iran.

La répétition de séismes le long d'une faille active repose par exemple sur des modèles théoriques de fonctionnement des failles e.g. (Shimazaki et Nakata, 1980; Thatcher, 1984). Ces modèles impliquent que le chargement le long d'une faille est constant au cours du temps, et que les séismes se produisent lorsque qu'un certain seuil de chargement est atteint, ce qui permet un relâchement de la déformation accumulée le long de la faille. Trois modèles ont été proposés et sont présentés en Figure 2 :

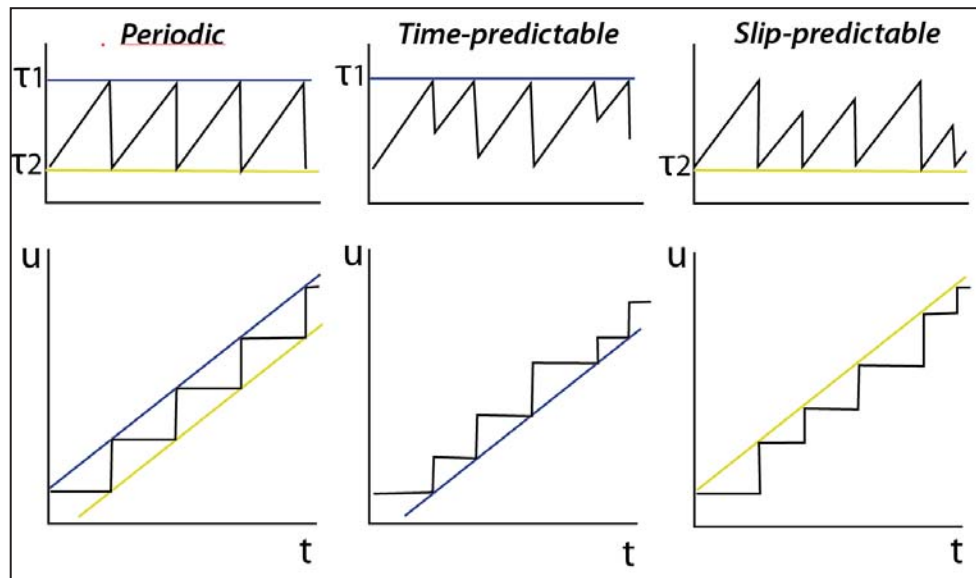


Figure 2 : Scénarios des modèles théoriques de fonctionnement des failles (modifié d'après Shimazaki et Nakata, 1980). Le modèle périodique, le modèle du temps prédictible et le modèle du glissement prédictible. En bleu sont représentés les niveaux de contraintes maximales (τ_1) et en jaune les niveaux de contraintes minimales (τ_2) atteints après relâchement des contraintes. Sur les diagrammes, u représente le déplacement et t le temps.

- 1) Le modèle périodique (*Periodic model*) : Les seuils de chargement τ_1 et de relâchement τ_2 restent constants au cours du temps, impliquant que les séismes se produisant sur une faille ont des intervalles de récurrence et des déplacements co-sismiques semblables. On parle alors de séismes caractéristiques.
- 2) Le modèle du temps prédictible (*Time-predictable model*) : Le taux de chargement maximal atteint par la faille τ_1 est constant au cours du temps, alors que le seuil minimum atteint après la chute de contrainte est variable au cours du temps. On peut alors prédire les intervalles de récurrence entre les séismes à partir du dernier déplacement co-sismique, mais on ne peut pas estimer le déplacement associé au prochain séisme.
- 3) Le modèle du glissement prédictible (*Slip-predictable model*) : Ce modèle implique que les seuils maximum de chargements varient au cours du temps mais que la chute de la contrainte lors d'un séisme ramène la faille à un état de contrainte constant τ_2 . Les

déplacements associés lors d'un séisme peuvent être estimés à partir du taux de chargement depuis le dernier séisme.

Plusieurs études paléosismologiques illustrent le concept proposé dans le modèle 1 selon lequel les failles produisent des séismes caractéristiques à intervalles de temps réguliers (e.g. Schwartz et al., 1981; Schwartz and Coppersmith, 1984; Sieh and Knopoff, 1996; Rubin and Sieh, 1997; Tapponnier et al., 2001; Klinger et al., 2003; Haibing et al., 2005). Mais il existe également de nombreux exemples illustrant les modèles 2 et 3 qui impliquent que les séismes se succèdent dans le temps, avec des intervalles de récurrence et des déplacements co-sismiques irréguliers (e.g. Wallace et al., 1997; Weldon et al., 2002; Dawson et al., 2003; Weldon et al., 2004; Daeron et al., 2005; Marco and Agnon, 2005; Daeron et al., 2007). Ainsi, il semble que certaines failles puissent générer des ruptures de surface ayant des longueurs et des déplacements co-sismiques différents d'un séisme à l'autre (Figure 3).

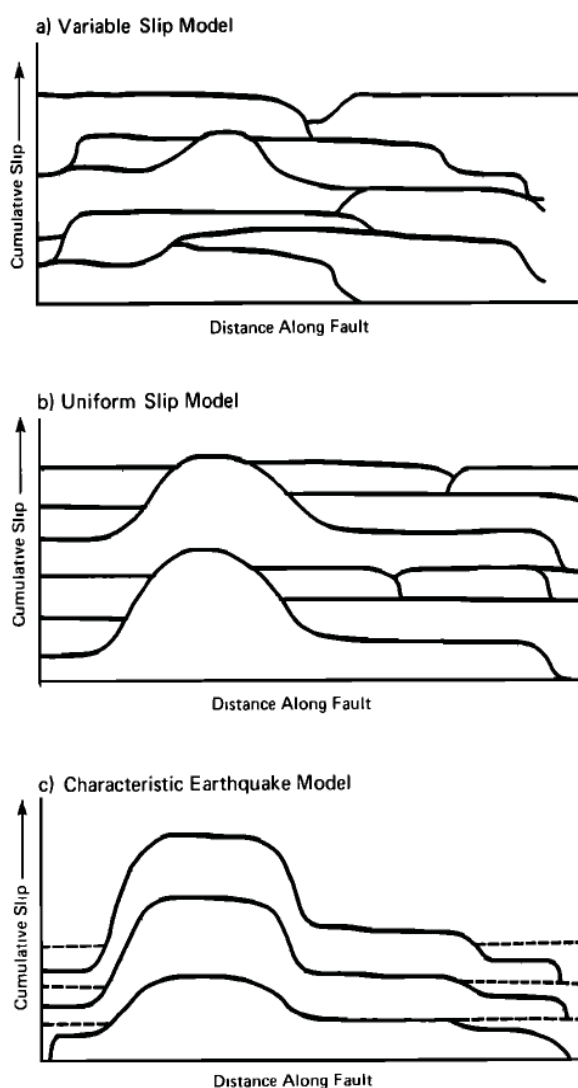


Figure 3 : Modèles de glissement le long d'une faille (d'après Schwartz et Coppersmith, 1984).

A) Modèle du glissement variable : les déplacements sont variables en tout point de la faille au cours de chaque séisme, la vitesse est constante sur l'intégralité de la longueur de la faille, et les séismes ont une magnitude variable.

B) Modèle du glissement uniforme : les déplacements sont similaires en tout point de la faille lors de chaque séisme, la vitesse est constante sur l'intégralité de la longueur de la faille, et les séismes ont une magnitude similaire pour les séismes majeurs, mais les séismes de plus faibles magnitudes sont plus fréquents.

C) Modèle du glissement caractéristique : les déplacements sont similaires en tout point de la faille lors de chaque séisme, la vitesse varie le long de la faille, et les séismes ont une magnitude similaire avec de très rares séismes de faibles magnitudes.

L'analyse paléosismologique d'une faille est donc essentielle pour connaître les longueurs des ruptures de surface, la magnitude, les intervalles de récurrence entre les séismes, mais également les vitesses de déplacements, et permet ainsi de savoir si cette faille fonctionne d'une façon régulière ou non au cours du temps. Cette caractérisation de la régularité du cycle sismique dans le temps est importante pour la détermination de l'aléa sismique sur une région donnée.

Le développement des outils géodésiques et de la paléosismologie permettent de comparer les vitesses sur des échelles de temps différentes. La Figure 4 présente une comparaison des vitesses géodésiques (court-terme) avec les vitesses géologiques (long-terme) qui a été effectuée sur un certain nombre de failles actives, et montre que les vitesses calculées sont similaires (Reilinger et al., 2006). Il a également été montré que les vitesses de plaques estimées sur une période de 3.1 Ma (MORVEL) et les vitesses mesurées par GPS sont quasi-similaires avec des différences inférieures à 3 mm/an (DeMets et al., 2010). Ces résultats impliquent que le chargement intersismique est constant au cours du temps et que les conditions aux limites de plaques varient très peu.

De nombreuses études paléosismologiques et/ou morphotectoniques décrivent cependant des variations d'activité le long de système de failles (e.g. Marco et al., 1996; Ritz et al., 2003; Bennet et al., 2004; Weldon et al., 2004; Hetzel and Hampel, 2005; Kirby et al., 2006; Ferry et al., 2007; Rockwell et al. 2009; Ganev et al., 2010). Les facteurs contrôlant ces variations peuvent être de différentes natures : il peut s'agir d'une simple question de redistribution de l'activité tectonique parmi un réseau de failles avec maintien des mêmes conditions aux limites, ou alors avec un changement de conditions aux limites induisant une réelle variation du chargement tectonique. Il peut également s'agir de phénomènes de « clustering », ou essaims sismiques, avec la question de savoir, lorsqu'il s'agit d'essaims temporels, s'ils traduisent une variation ou non de la vitesse de déplacements le long de la zone de faille en question :

▣ **Accélération/décélération d'un système de failles** : Des études de cas comparant des estimations de vitesses calculées sur des fenêtres temporelles différentes suggèrent qu'il existe des variations de vitesse de déplacements qui sont liées à des changements de conditions aux limites (tectoniques : chargement, friction, ou climatiques). (e.g Ritz et al., 2003 ; Hetzel and Hampel, 2005; Chery et Vernant, 2006). La faille du Jourdain (ou DSTF) semble illustrer cet exemple de variation d'activité, avec une vitesse moyenne estimée à 4.7-5.1 mm/an sur les derniers 47 000 ans, mais qui aurait connu une période d'accélération entre 7000 et 9000 ans, avec une vitesse de l'ordre de 11 mm/an (Figure 5).

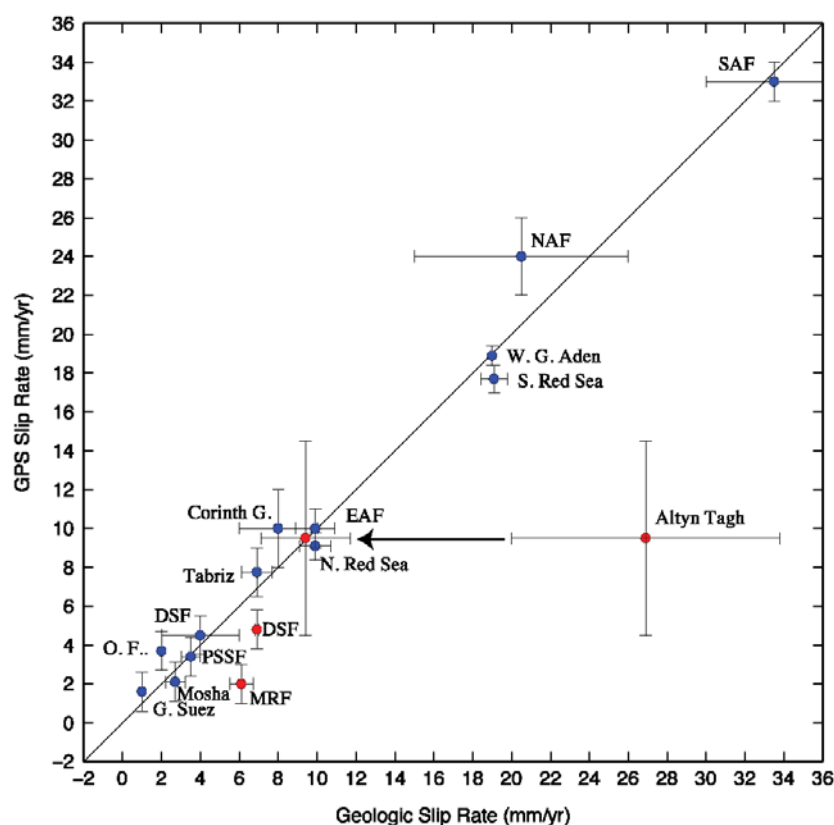


Figure 4 : Comparaison des vitesses géologiques et des vitesses géodésiques sur un échantillon de 17 failles actives des plaques Africaine, Arabe, Anatolienne et Eurasienne (modifié d'après Reilinger et al., 2006). La quasi-totalité des données montrent un rapport proche de 1/1 entre les vitesses. Notons que la faille de l'Altyn Tagh fait exception en présentant une différence notable entre sa vitesse géodésique (~ 9 mm/an) (Wallace et al., 2004) et sa vitesse géologique (~ 27 mm/an) (Meriaux et al., 2004, 2005). Il a été démontré par la suite que cette différence avait été induite par des problèmes d'interprétations des données morphotectoniques et que la faille de l'Altyn Tagh a une vitesse géologique d'environ 11-12 mm/an (Cowgill et al., 2007, 2009). Nous discuterons au cours du chapitre II de l'importance des marqueurs utilisés lors du calcul de la vitesse géologique. Ces résultats impliquent que le chargement est linéaire et constant au cours du temps.

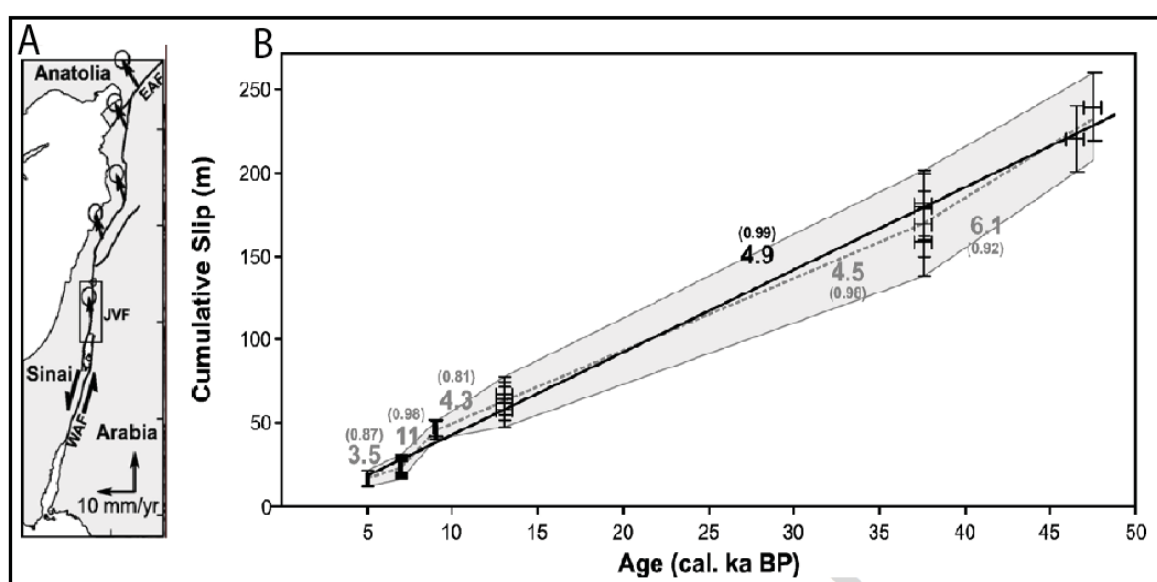


Figure 5 : Variations de vitesses le long du segment de la faille du Jourdain (d'après Ferry et al., 2007). A) Localisation de la zone d'étude. Ce segment se trouve dans la portion centrale de la faille de la Mer Morte qui accommode le déplacement entre les blocs Arabie et Sinaï. B) Diagramme des déplacements cumulés en fonction du temps (cal BP), montrant des variations de vitesses. Sur une période intégrant les derniers 47 000 ans, cette faille a une vitesse entre 4.7-5.1 mm/an, sur les derniers 5000 ans, sa vitesse est de 3.5 mm/an, alors qu'entre 7000 et 9000 ans, cette faille présentait une vitesse de l'ordre de 11 mm/an.

▣ **Distribution de la déformation entre segments actifs** : l'alternance de l'activité sismique sur plusieurs segments de failles, ou sur plusieurs systèmes de failles, peut être un facteur de variations d'activité. Il a ainsi été montré que l'accommodation du taux de déformation peut se distribuer sur plusieurs segments d'un même système de failles (e.g.Bennett et al., 2004; Walker et al., 2004; Hubert-Ferrari et al., 2007; Vassallo et al., 2007; Walker et al., 2010). C'est le cas par exemple du système de failles de San Andreas, qui accommode le mouvement relatif entre les plaques Pacifique et Amérique du Nord, de l'ordre de 3.4 à 5.5 cm/an. L'analyse des vitesses le long des différentes failles montre que l'activité sismique alterne entre les segments de failles, induisant pour celles-ci des périodes d'activité intense entrecoupées de périodes de quiescence lorsqu'une autre faille, prenant le relais, accommode la déformation régionale. (e.g Wallace, 1987; Dolan et al., 2007).

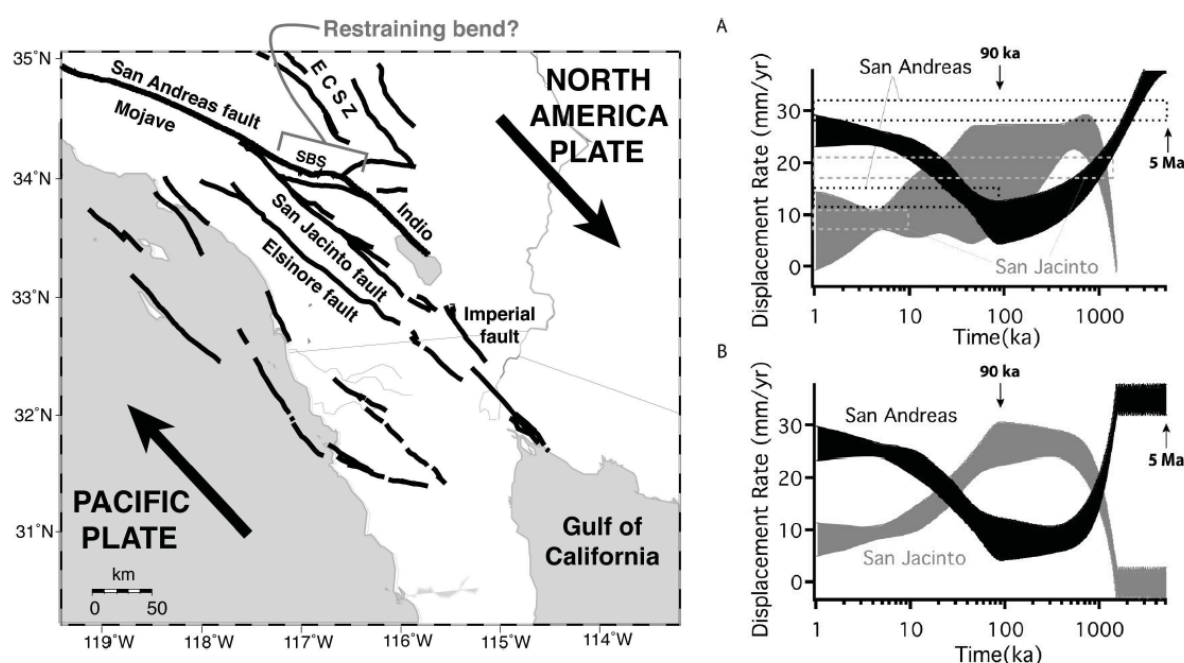


Figure 6 : Vitesses de failles estimées sur la zone des failles de San Andreas et San Jacinto (d'après Bennett et al., 2004). A) Histoire des taux de déplacements pour chaque faille estimée indépendamment. En noir les vitesses estimées sur la Faille de San Andreas avec un intervalle de confiance à 95%, en gris les vitesses estimées sur la faille de San Jacinto avec un intervalle de confiance de 95%. B) Histoire des taux de déplacements en supposant que la somme des vitesses est égale à 35 mm/an, et se répartit sur ces deux failles.

La Figure 6 montre la co-dépendance entre la faille de San Andreas et la faille de San Jacinto dans l'accommodation de la déformation régionale (Bennett et al., 2004). L'analyse des vitesses géologiques sur une période 5 Ma, a montré qu'il existe une interaction entre ces deux failles. Entre 1.5 Ma et 90 ka, la faille de San Andreas a décéléré passant d'une vitesse d'environ 35 mm/an à une vitesse de l'ordre de 9 mm/an, alors que sur la même période de temps, la faille de San Jacinto a accéléré passant d'une vitesse quasi-nulle à une vitesse d'environ 26 mm/an. Au contraire, depuis 90

ka, la faille de San Andreas a une vitesse qui a accéléré jusqu'au taux actuel d'environ 27 mm/an, alors que la faille de San Jacinto ne présente plus qu'une vitesse d'environ 8 mm/an. Ces résultats montrent que le taux de déformation de 35 mm/an est distribué principalement entre ces deux failles, avec une des variations au cours du temps.

▣ **Séquences temporelles (*temporal clustering*)**: le long de certaines failles, des travaux de paléosismologie montrent que des essaims sismiques peuvent avoir été enregistrés sur des segments. Ces variations d'activité s'illustrent par des amas sismiques sur une courte période de temps et sur un même site d'étude. De récentes études paléosismologiques le long de la faille de San Andreas suggèrent ainsi que plusieurs séismes ($M \geq 6$) ont pu avoir lieu sur une courte fenêtre temporelle, lors de périodes d'essaims sismiques sur les portions sud et centrale de la faille (Grant et Sieh, 1994; Dawson et al., 2003). Des études menées sur le site de Wrightwood ont permis l'identification de 14 séismes grâce à un réseau dense de tranchées (Fumal et al., 2002; Weldon et al., 2002; Weldon et al., 2004). Les datations au ^{14}C , ainsi qu'une reconstruction des déplacements, montrent que la faille a connu des variations d'activités du cycle sismique au cours des derniers 1600 ans. Ainsi, la faille de San Andreas aurait connu un épisode de forte activité sismique entre 600 et 850 cal AD, avec cinq séismes enregistrés sur cette période de temps (Weldon et al., 2004). Cependant, une étude statistique récente des données paléosismologiques à Wrightwood suggère que la récurrence des séismes suivrait plutôt un modèle quasi-périodique, avec variation de la magnitude des événements au cours du temps (Scharer et al., 2010).

En Nouvelle-Zélande, sur la faille de Taupo, l'analyse des déplacements et de l'âge des marqueurs déplacés montre qu'il existe des variations d'activité sur une période de 200 ka, avec de probables amas sismiques sur une courte période de temps (< 50 ka), suivie de périodes de plus faible activité (Nicol et al., 2009) (Figure 8). Néanmoins, ces déplacements moyennés sur 200 ka n'indiquent pas une variation de la vitesse géologique sur le long-terme.

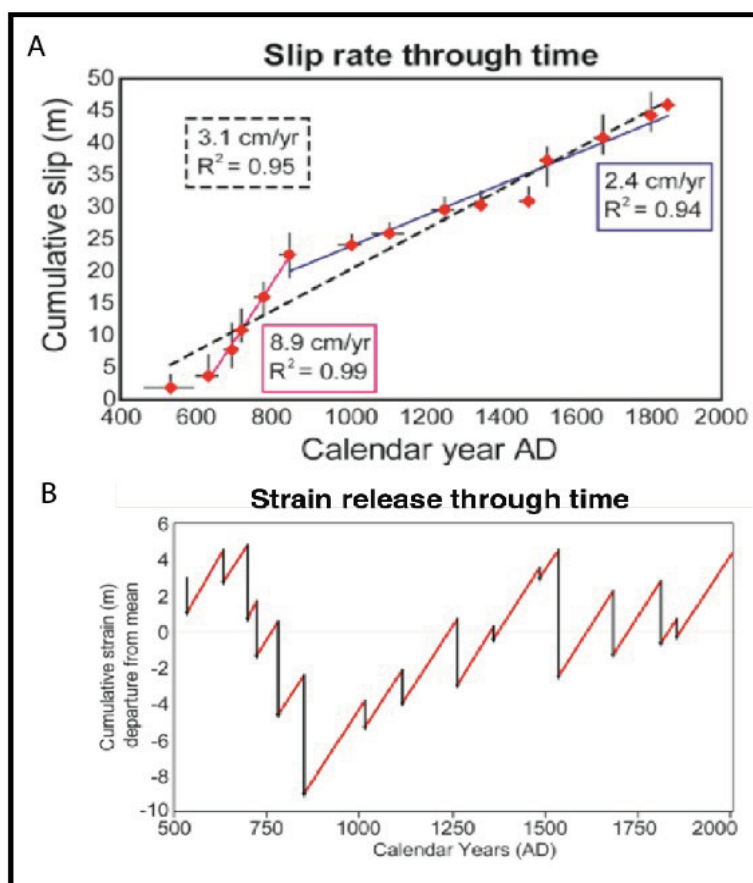


Figure 7 : Interprétations des données paléosismologiques sur la faille de San Andreas, au site de Wrightwood (Weldon et al., 2004).

A) Vitesses géologiques estimées à partir des déplacements cumulés et de l'âge des séismes. Il faut noter qu'un amas sismique a été identifié entre 600 cal AD et 850 cal AD. La vitesse estimée sur cette période de temps est de 8.9 cm/an, alors que sur la période comprise entre 400-2000 cal AD, la vitesse de la faille est estimée à 3.1 cm/an.

B) Diagramme montrant les amplitudes des relâchements de contraintes au cours du temps, en supposant un chargement inter-sismique de 3.1 cm/an.

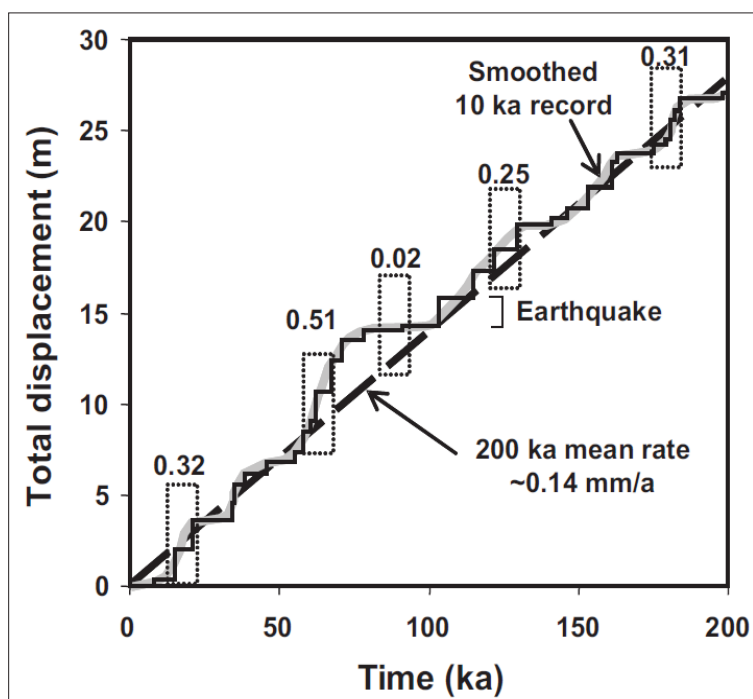


Figure 8 : Evolution au cours du temps de la vitesse de la faille de Taupo en Nouvelle-Zélande (Nicol et al., 2009). Le déplacement total de 27.5 m est le résultat des déplacements co-sismiques accumulés sur 31 séismes.

La vitesse calculée sur 200 ka est d'environ 0.14 mm/an. Des variations de vitesses sont visibles sur la courbe grise.

Un autre bel exemple illustrant l’alternance d’essaims de séismes et de période de calme a également été montré par des études paléosismologiques sur la faille de la Mer Morte en Israël, où au cours des derniers 20 000 ans, des amas sismiques ont été séparés par des périodes relativement longues de lacunes sismiques (Marco et al., 1996; Meghraoui et al., 2003; Marco et Agnon, 2005; Marco, 2007). D’autres exemples de variations d’activités ont été décrits le long de la faille Nord Anatolienne (Beck et al., 2007; Kozaci et al., 2009).

▣ **Séquences spatiales :** Des études paléosismologiques, couplées aux analyses de données historiques, ont montré qu'il existe des séquences spatiales de séismes ayant rompus plusieurs segments d'un système de failles contemporanément, dans un intervalle de temps compris entre 10 et 100 ans. Les failles Nord Anatolienne et de la Mer Morte sont deux exemples qui permettent d'illustrer ce type de variation d'activité (Stein et al., 1997; Meghraoui et al., 2003; Daeron et al., 2007) (Figure 9).

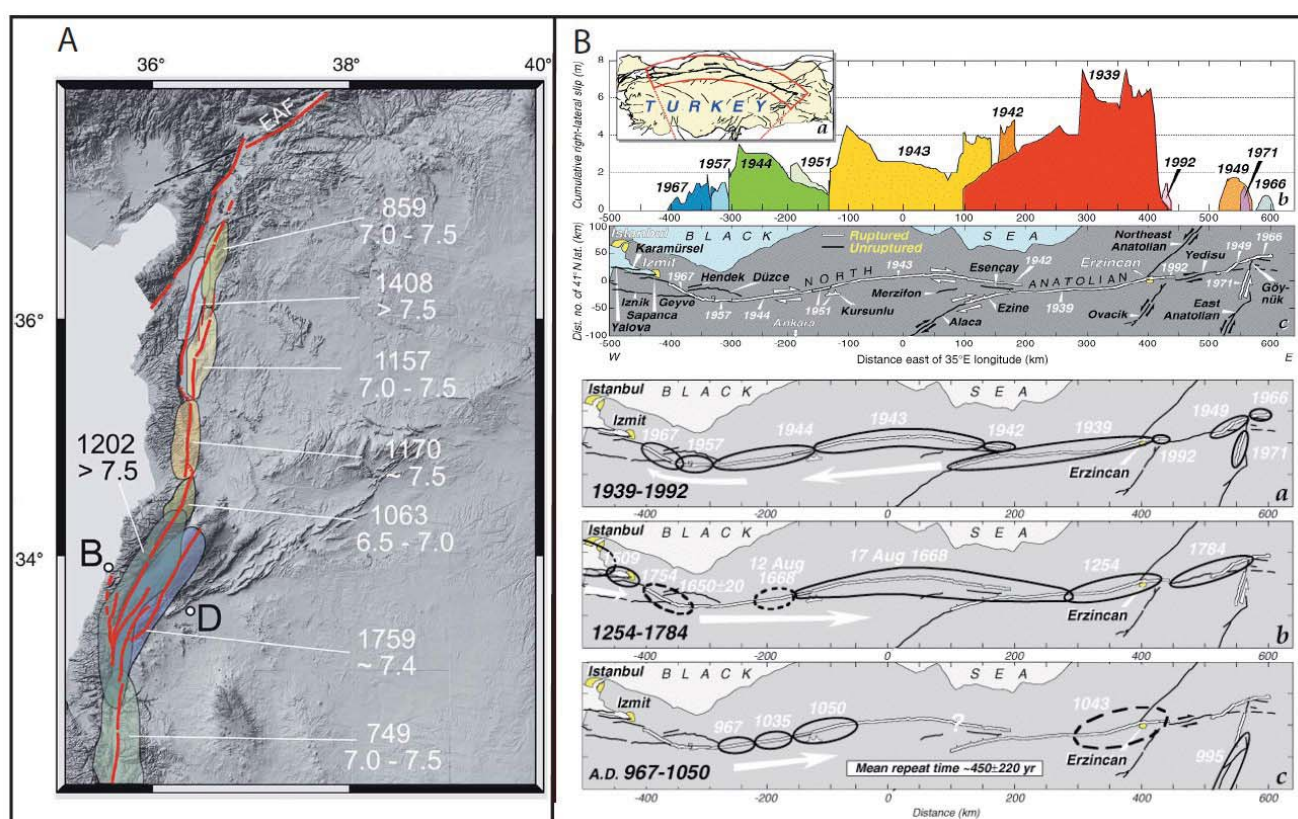


Figure 9 : Exemple de rupture sismique en séquence. A) Rupture sur la faille de la Mer Morte avec identification des différents segments ayant rompus entre 749 et 1759 et leurs magnitudes associées (d'après Meghraoui et al., 2003). B) Séquence sur la faille Nord Anatolienne avec la chronologie des ruptures lors des différentes crises sismiques identifiées à partir des données historiques et de travaux de paléosismologie (d'après Stein et al., 1997).

Ces essais sismiques rompant en séquence spatiale toute une zone de faille sont expliqués par un mécanisme de transfert de la contrainte élastique co-sismique (Coulomb) dans la partie sismogénique de la croûte. L'idée principale est qu'à la suite d'un séisme, les variations de l'état de contraintes à l'extrémité de la rupture (chargement d'un coté et déchargement de l'autre) permettent la nucléation et le déclenchement d'un séisme sur des failles voisines. La modélisation des changements des contraintes de Coulomb sur la faille Nord Anatolienne a ainsi montré que le séisme d'Izmit de M_s 7.4, ayant eu lieu en Août 1999, a permis trois mois plus tard la nucléation du séisme de Duzce de M_s 7.2 (Hubert-Ferrari et al., 2000; King et al., 2001). Ce type de processus explique également les grandes séquences de 1719-1894 et de 1912-1999 qui sont répertoriées dans la sismicité historique et instrumentale (Figure 10). Un autre exemple illustrant ces variations de contraintes de Coulomb a été identifié dans la séquence sismique qui a suivi le séisme de Landers de $M \sim 7.4$ en 1992 (King et al., 1994; Stein, 1999; Pollitz and Sacks, 2002). La variation de la contrainte de Coulomb, à la suite du séisme, a permis la nucléation précoce du séisme de Big Bear en 1992 d'une magnitude $M \sim 6.5$, segment de faille se trouvant à plusieurs dizaines de kilomètres du premier.

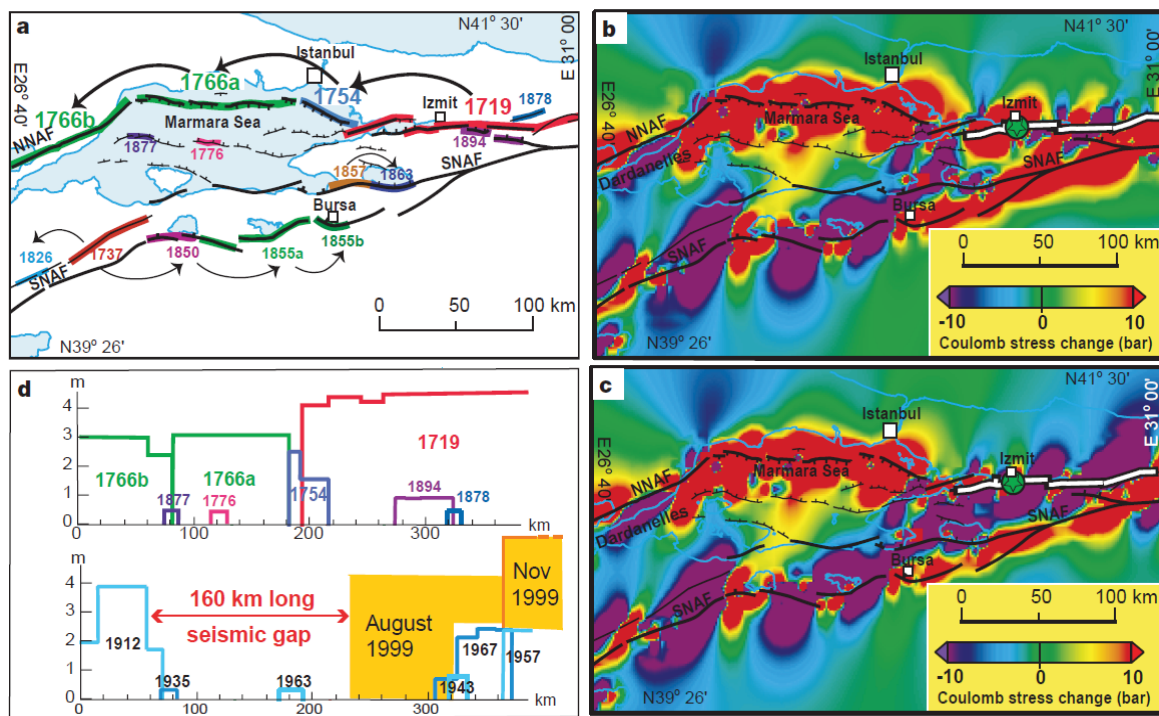


Figure 10 : Séismes dus aux changements des contraintes de Coulomb, en intégrant les données historiques depuis 1700 (d'après Hubert-Ferrari, 2000). a) Localisation des failles utilisées dans le modèle de séismes entre 1700 et 1900. b) Distribution des contraintes de Coulomb juste avant le séisme d'Izmit en 1999. L'épicentre du séisme de 1999 est situé dans une zone à fortes contraintes prédite par le modèle. c) Distribution des contraintes de Coulomb après le séisme d'Izmit. Les contraintes sont augmentées au niveau de la Mer de Marmara et sont diminuées le long des segments sud (SNAF). d) Glissements co-sismiques des failles NNAF et SNAF, depuis 1700, projeté sur un plan Est-Ouest entre 26°40'E et 31°10'E. Les deux grandes séquences de séismes reconstituées à partir des données de la sismicité historique sont reportées. Il faut noter la large lacune sismique existant sur la mer de Marmara, qui est aujourd'hui une région à fort risque sismique.

Si des variations d'activité sismique le long de failles, avec des enregistrements d'essais sismiques dans le temps et dans l'espace, ont été identifiées sur des failles inter-plaques (Faille de la Mer Morte, Faille Nord Anatolienne, Faille de San Andreas), peu d'études paléosismologiques documentent le phénomène en domaine intra-plaques. Dans le cadre de ce travail de thèse, nous nous sommes intéressés à la question à travers l'étude morphotectonique et paléosismologique de deux régions continentales, où les données historiques suggèrent que des variations d'activité sismique ont pu avoir lieu : la Mongolie et l'Iran.

□ La Mongolie

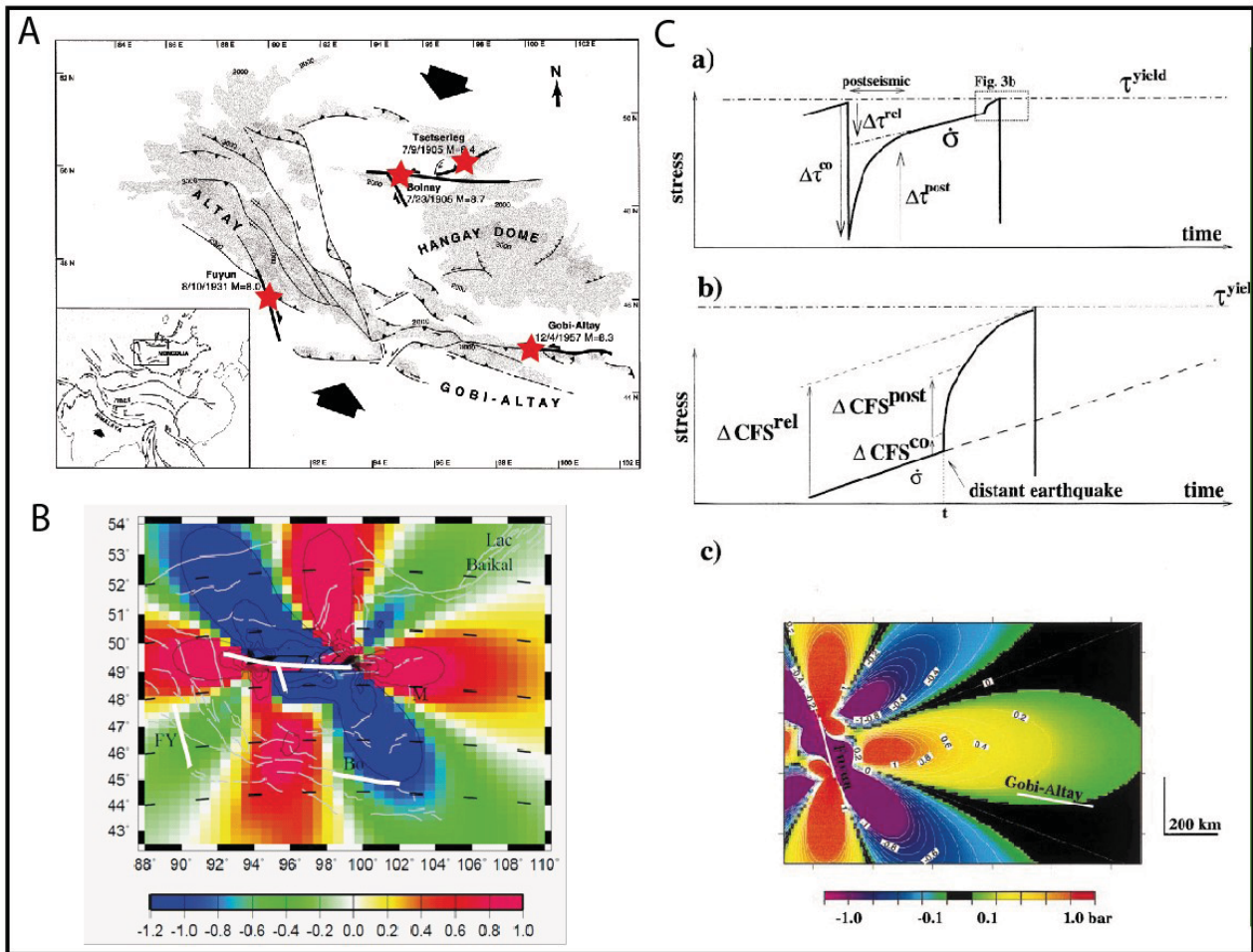


Figure 11 : Modélisation des transferts de contraintes élastiques suite aux séismes de Bolnay (1905) et de Fu-Yun (1931). A) Localisation des quatre séismes majeurs (étoiles rouges) sur une carte structurale simplifiée de la Mongolie. B) Variations de la contrainte de Coulomb totale en prenant en compte les composantes élastiques et viscoélastiques causées par la séquence de Bolnay-Tsetserleg (1905), sur un plan de faille Est-Ouest purement décrochant sénestre, avec un coefficient de friction $\mu=0.4$ (d'après Vergnolle, 2003). Les failles de Bolnay, Fu-Yun et Bogd sont localisées en blanc. C) Cycle de contraintes dû aux changements viscoélastiques (d'après Chéry et al., 2001). a) L' évolution de la contrainte locale post-sismique induit un relâchement de contrainte $\Delta\sigma^{\text{rel}}$. b) Un séisme distant induit une variation de contrainte qui va changer les valeurs $\Delta\text{CFS}^{\text{co}}$ et les valeurs vont alors converger vers $\Delta\text{CFS}^{\text{rel}}$. c) Variations des contraintes induites par le séisme de Fu-Yun sur la faille de Bogd. Les valeurs de la magnitude modélisées ont deux ordres de grandeurs supérieures à celles prédites par les déplacements co-sismiques.

De part sa sismicité historique exceptionnelle (quatre séismes de $M \geq 8$ entre 1905 et 1957), la Mongolie apparaît comme une région intracontinentale qui présente des périodes d'activité sismique intenses (Figure 11) alternant nécessairement avec des périodes plus calmes (Baljinniam et al., 1993). Les ruptures de surface associées aux séismes qui se sont produits au cours du siècle dernier (Tsetserleg 1905, Bolnay 1905, Fuyun 1931 et Bogd 1957) s'étendent sur plusieurs centaines de kilomètres, avec des déplacements co-sismiques de plusieurs mètres (Florensov et Solonenko, 1965; Baljinniam et al., 1993; Kurushin et al., 1997).

Des travaux de morphotectonique et de paléosismologie engagés depuis 1993 sur le système décrochant senestre de Gurvan-Bogd, le dernier à avoir rompu en 1957 dans la partie sud-ouest de la Mongolie, indiquent que la faille principale (Bogd) a une vitesse long terme de l'ordre de 1 mm/an (Ritz et al., 1995; Ritz et al. 2006) et que les séismes générés par ce système de failles sont séparés par de longs intervalles de récurrence (Prentice et al., 2002; Schwartz et al., 2007).

Plusieurs travaux proposent d'expliquer l'occurrence des grands séismes mongols par un mécanisme de couplage entre les failles de Bolnay, Fuyun et Bogd, mettant en jeu un transfert de contraintes viscoélastiques post-sismiques dans la partie viscoélastique de la croûte continentale (Chery et al., 2001; Pollitz et al., 2003; Vergnolle, 2003)

Dans cette étude, nous nous sommes attaché à quantifier l'activité sismique (vitesse et distribution des déplacements co-sismiques, intervalles de récurrence) des failles de Bogd et de Bolnay afin d'analyser le fonctionnement de ces deux failles au cours du temps, et de déterminer si elles ont pu casser ensemble, comme au XX^{ème} siècle lors d'essaims sismiques antérieurs.

□ La partie Nord-Iranienne

En Iran, nous nous sommes intéressés à deux grandes failles de la région nord pour lesquelles de forts séismes historiques ont été enregistrés (Ambraseys et Melville, 1982 ; Berberian et Yeats, 1999). Nous avons centré ce travail de thèse sur deux failles décrochantes : la faille d'Astaneh et la faille de Tabriz.

La faille d'Astaneh, située dans la partie nord-est de la chaîne de l'Alborz, est décrite comme la source du séisme de Qumis qui a eu lieu en 856 AD, dont la magnitude est estimée entre 7.4 et 7.9 à partir des données historiques recueillies dans cette région (Ambraseys and Melville, 1982; Berberian and Yeats, 1999). Les traces de ruptures holocènes observées le long de la faille

d'Astaneh, qui s'étendent sur plus de 80 km de long, font effectivement de cette faille la source potentielle du séisme de Qumis (Hollingsworth et al., in press) (Figure 12). Il n'existe aucune estimation de la vitesse à long terme sur cette faille, ni aucune estimation de l'âge et de la magnitude des événements passés.

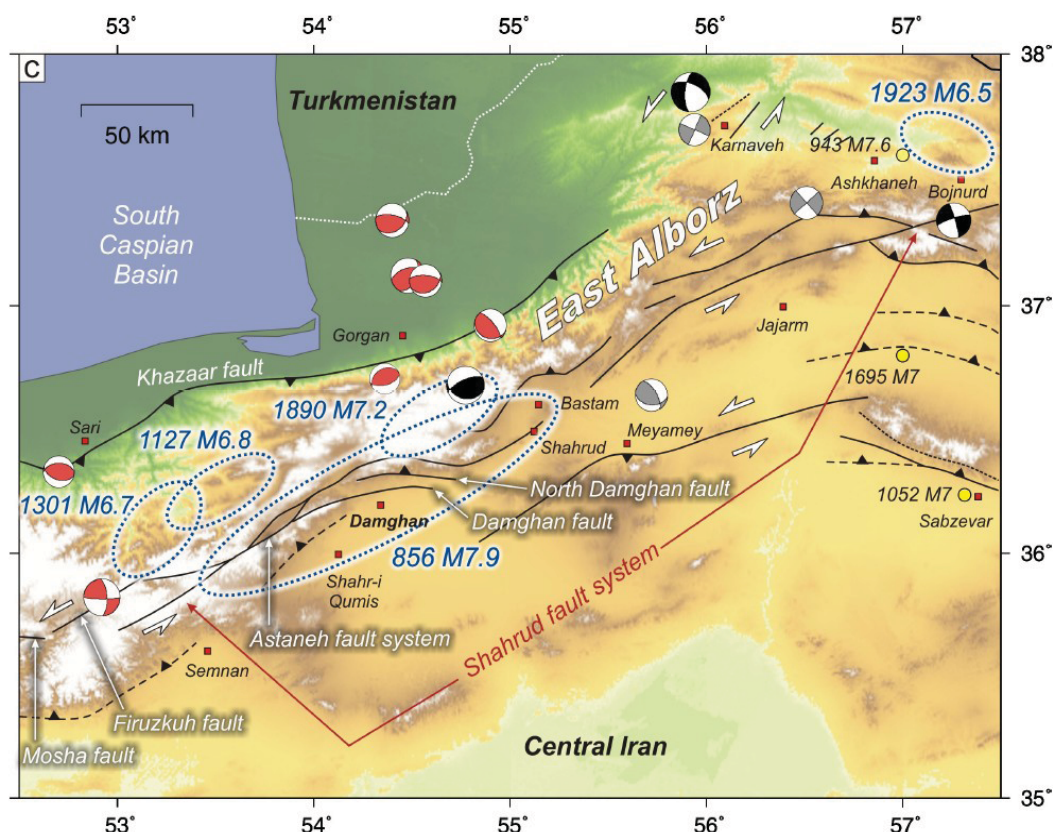


Figure 12 : Sismicité historique et sismicité instrumentale enregistrée dans le nord-est de la chaîne de l'Alborz, et cartographie des failles actives (d'après Hollingsworth et al., 2010, in press).

La faille de Tabriz a rompu lors d'une séquence de trois séismes majeurs entre 1721 et 1807, (Berberian and Yeats, 1999) (Figure 13). Les vitesses issues de la paléosismologie donnent une vitesse de faille de l'ordre de 3-6 mm/an, avec des intervalles de récurrence d'environ 800 ans (Hessami et al., 2003), alors que les vitesses géodésiques sont de l'ordre de 7-9 mm/an (Masson et al., 2006) et que la sismicité historique suggère plutôt des intervalles de récurrence de l'ordre de 300 ans (Berberian and Yeats, 1999). La faille de Tabriz a-t-elle accéléré au cours du temps ? Pour répondre à cette question, nous avons mené une analyse morphotectonique permettant de comparer la vitesse géologique avec la vitesse estimée par les données géodésiques.

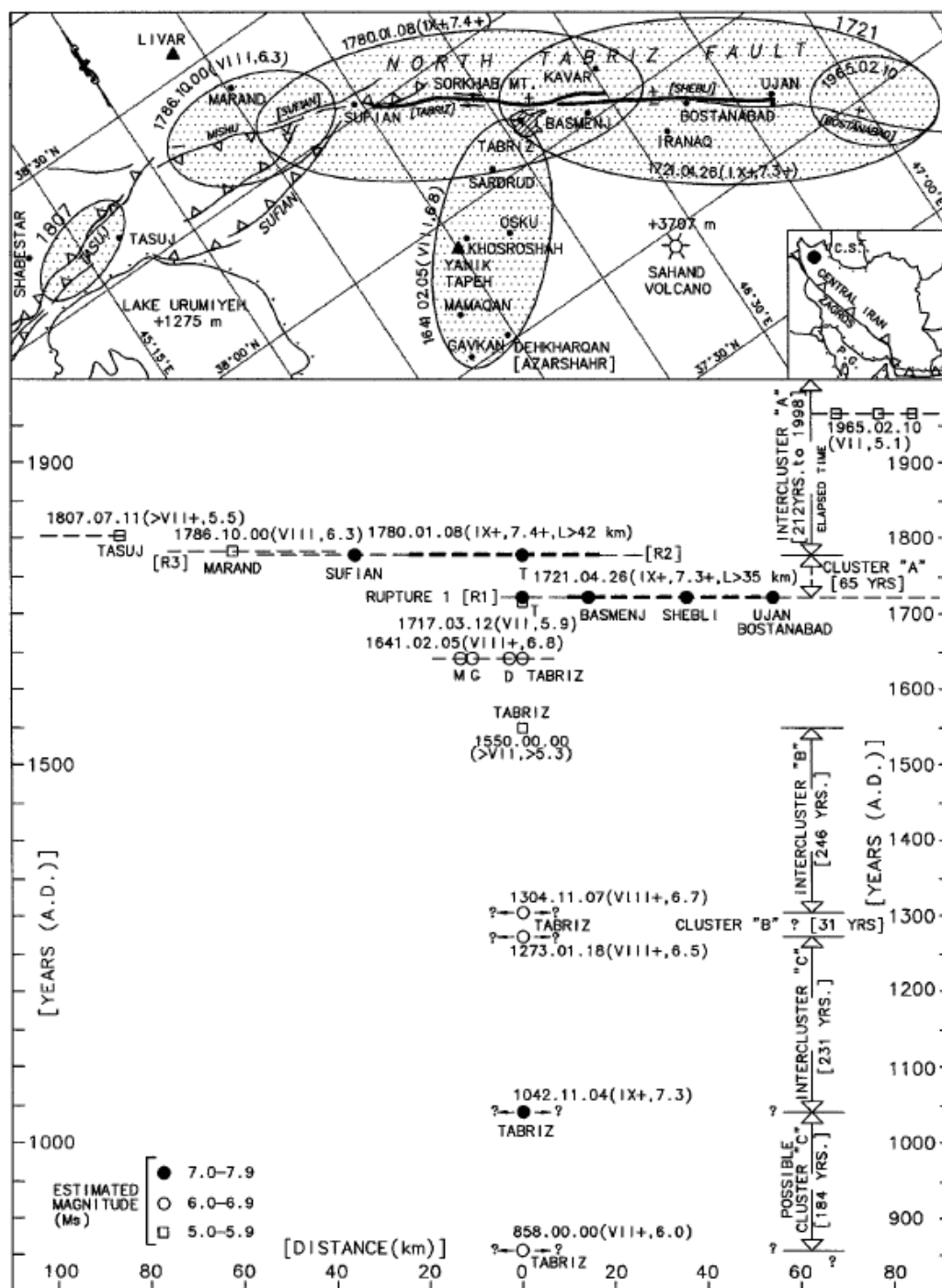


Figure 13 : Séquence de séismes sur la faille de Tabriz à partir des données historiques (d'après Berberian et Yeats, 1999). La séquence ayant eu lieu entre 1721 et 1807 semblent avoir eu lieu par le passé avec des amas sismiques répertoriés (cluster).

Les différents systèmes de failles (Bogd, Bolnay, Astaneh et Tabriz) qui seront présentés au cours de cette thèse ont plusieurs points communs :

- 1) Ces failles sont des décrochements et sont caractérisées par de grandes longueurs de rupture (plusieurs dizaines à centaines de kilomètres de long).
- 2) Les déplacements co-sismiques mesurés sont de plusieurs mètres et donc facilement identifiables dans la morphologie.
- 3) Elles sont situées dans des zones arides et par conséquent la préservation des marqueurs morphologiques est excellente (Figure 14).
- 4) Elles ont des vitesses de déplacements faibles (quelques millimètres par an). Ce dernier point implique que ces failles ont probablement de longs intervalles de récurrence entre séismes, ce qui permet, compte tenu de l'imprécision des méthodes de datations, de mieux discriminer les séismes passés dans le temps et dans l'espace.



Figure 14 : Photographie de la faille de Bogd (séisme de 1957) en Mongolie, au site de Camel Bone-Zadghay Zayhr montrant la bonne préservation de la zone de faille et le décalage du chenal principal d'un talweg le long de la zone de faille.

Chapitre II : Techniques utilisées en morphotectonique et paléosismologie

Pour identifier et comprendre les processus tectoniques récents qui affectent une région donnée, il est nécessaire de croiser des études géologiques et morphologiques, et on parle alors de « morphotectonique ». L'un des objectifs premiers de la morphotectonique est de cartier au mieux les structures géologiques, ainsi que les formations quaternaires déformées et décalées le long des failles actives. La reconnaissance et la compréhension de ces marqueurs morphologiques passent par une reconnaissance à différentes échelles spatiales et temporelles (Figure II.1). Cette analyse morphotectonique se fait tout d'abord à une échelle régionale (surface de quelques centaines de km²), puis à une échelle locale (surface de quelques km²), et enfin à l'échelle du site (quelques centaines de m²).

L'analyse des marqueurs morphologiques quaternaires le long de failles actives permet donc de déterminer la cinématique de la faille. En datant les surfaces étudiées et en les couplant avec les analyses morphotectoniques, des vitesses de glissement de failles peuvent être estimées et moyennées sur des périodes allant de quelques milliers à quelques centaines de milliers d'années. En parallèle, des études paléosismologiques menées au niveau de la zone de failles permettent de mieux analyser les caractéristiques des séismes ayant eu lieu dans le passé (i.e. le déplacement co-sismique, la longueur de rupture, la magnitude et les intervalles de récurrence), de mieux définir le cycle sismique sur cette même faille et de mieux estimer des vitesses de glissement moyennées sur quelques centaines à quelques milliers d'années.

Dans ce chapitre, je présenterai tout d'abord les principes des analyses morphologiques dans un contexte de failles décrochantes. Ensuite, les deux méthodes de datations utilisées au cours de cette thèse pour l'estimation des âges des surfaces alluviales seront présentées : le ¹⁰Be (Beryllium) *in situ* et la luminescence stimulée optiquement (OSL). Au cours de cette thèse, les techniques de datations de sédiments quaternaires ont été plus particulièrement développées. Enfin, les grands principes des analyses paléosismologiques en contexte décrochant seront abordés.

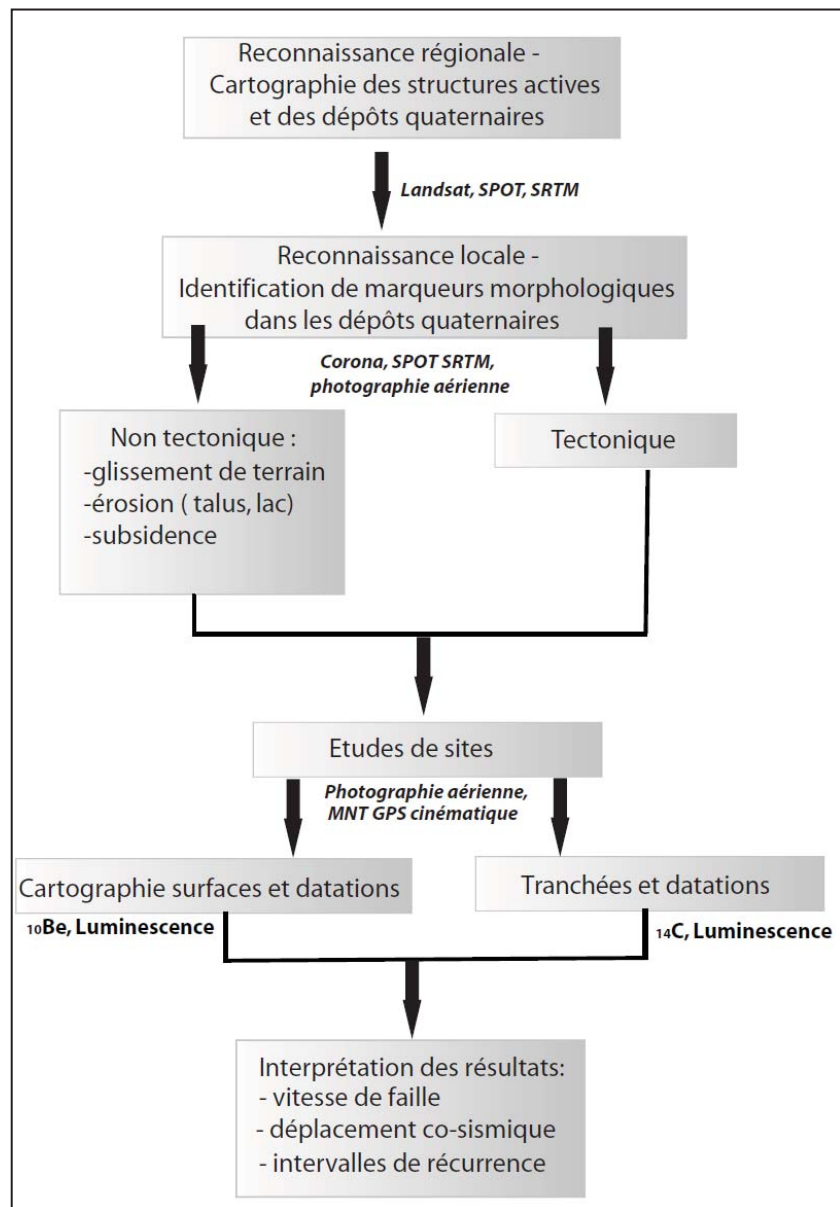


Figure II-1 : Diagramme schématisant les différentes étapes nécessaires lors d'analyses morphotectoniques et paléosismologiques sur une faille active.

II.1. Analyses morphotectoniques

II.1.1. Analyses et cartographie de la morphologie

Afin d'étudier précisément la nature des surfaces et leurs caractéristiques morphologiques, l'utilisation d'images satellitaires permet une meilleure connaissance des sites d'études et permet de compléter les observations de terrain. Le principal avantage de travailler avec des images satellitaires est l'acquisition rapide d'images sur de grandes zones d'études mais également d'acquérir des informations sur des zones difficiles d'accès.

- ***L'imagerie satellitaire – échelle régionale***

Cette première étape permet la reconnaissance des déformations à une échelle crustale ou à une échelle plurikilométrique. Les images satellitaires les plus couramment utilisées pour cette étape d'analyse sont :

✓ ***Les images Landsat*** : ce sont des images satellitaires ayant une résolution variant de 90 m à 30 m et téléchargeables librement sur le site www Landsat.org. Les images disponibles sont des images multi-spectrales¹, c'est-à-dire que la même prise de vue est prise avec différentes longueurs d'ondes. La combinaison de ces différentes longueurs d'ondes permet d'obtenir une image en vraies (ou fausses) couleurs ou en niveaux de gris.

✓ ***Les images SPOT (Système Pour l'Observation de la Terre)*** : leurs résolutions varient de 20 m à 2,5 m mais ces images ne sont pas libres d'accès. Ces images peuvent être acquises en panchromatique² ou en multi-spectrales. Grâce à l'acquisition de deux "scènes" avec des angles de visée différents, lors de passages successifs du satellite, des couples stéréoscopiques sont constitués, permettant la perception du relief et la création de Modèles Numérique de Terrain (MNT).

✓ ***Les images Corona*** : ce sont des images satellitaires ayant une résolution allant de 10 m à 2 m, qui ont été acquises en mode panchromatique. Ces images sont désormais en vente libre sur le site web de l'USGS (U.S. Geological Survey).

Toutes ces images satellitaires permettent de cartographier sur des zones géographiques étendues les grands linéaments et les principales structures actives au cours du Quaternaire, et ont pour principal avantage d'être directement orthorectifiées et exportables vers différents logiciels de Système d'Information Géographique (SIG).

- ***Les photos aériennes – échelle locale***

Les photographies aériennes sont les images les plus couramment utilisées pour identifier et cartographier les marqueurs morphologiques visibles le long des failles actives sur une échelle de plusieurs centaines de mètres. Les photographies aériennes proviennent de campagnes aéroportées de prise de vues. Plusieurs échelles de photographies aériennes sont disponibles : 1 : 250 000, 1 : 100 000, 1 : 25 000, 1 : 10 000. Ces photographies peuvent avoir une

¹ En imagerie multispectrale on acquiert beaucoup plus d'images, chaque image correspondant à une bande très étroite du spectre. On a ainsi une définition beaucoup plus précise de la lumière réfléchie par une surface et on peut ainsi accéder à des caractéristiques non visibles à l'œil nu.

² Qui ne discrimine pas les couleurs, c'est-à-dire dont le processus est identique quelle que soit la longueur d'onde de la lumière incidente.

résolution inférieure au mètre et, grâce à un effet stéréoscopique, il est possible d'analyser, de reconnaître et de cartographier les structures morphologiques en trois dimensions. Ces photographies ont cependant le désavantage de ne pas être orthorectifiées et de présenter des distorsions sur les bords des images, qui sont différentes en fonction de l'altitude des objets au sol, de l'angle de la prise de vue et de l'altitude de vol.

- *Les modèles numériques de terrain de terrain (MNT)*

Plusieurs types de modèles numériques de terrain ont été utilisés au cours de cette thèse pour l'analyse morphologique des structures actives.

✓ *Les modèles numériques issus des données Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)* : ils sont issus de données numériques du relief avec une résolution allant de 90 m à 30 m (voire jusqu'à 10 m sur le territoire américain). Ces données altimétriques ont été recueillies en utilisant l'interférométrie radar, sont libres d'accès sur le site <http://srtm.csi.cgiar.org>, et sont directement exportables vers des logiciels de SIG.

✓ *Les modèles numériques issus du GPS cinématique* : ces MNT ont une résolution très variable qui dépend essentiellement des trajets suivis par le porteur du GPS mobile. On peut avoir localement une résolution de quelques dizaines de centimètres, selon la zone couverte. Dans cette thèse, les MNT ont été réalisés à l'aide d'un GPS Trimble en mode RTK (temps réel), permettant alors d'avoir une représentation précise de la topographie au niveau d'une zone d'étude et ainsi d'avoir accès par exemple aux valeurs des pentes des reliefs ou encore de mesurer précisément des décalages des marqueurs le long de la zone de faille (incertitudes < 50 cm). Ces MNT ont également pour avantage d'être exportables sous différents logiciels de SIG.

II.1.2. Marqueurs morphologiques caractéristiques des failles décrochantes

Les failles localisées dans des environnements climatiques arides et semi-arides ont l'avantage de présenter une morphologie de la zone de faille relativement bien préservée des phénomènes d'érosion. Ces failles décrochantes présentent des marqueurs morphologiques facilement identifiables tels que des vallées linéaires et parallèles aux zones de failles, des rides, des bassins, ou encore des décalages horizontaux de vallées, de rivières et de surfaces de dépôts (cônes alluviaux, terrasses) (Figure II-2).

En morphotectonique et en paléosismologie, le principal but des analyses est de reconnaître et de mesurer des décalages de marqueurs qui peuvent être attribués à un séisme, ou à un ensemble de séismes. La mesure des déplacements se fait après reconnaissance des mar-

queurs morphologiques quaternaires présentant des décalages préservés des phénomènes d'érosion et qui sont repérables de chaque côté de la zone de faille. Les marqueurs les plus fréquemment utilisés ont une géométrie « linéaire » comme par exemple les talus de terrasses, les axes de drainage ou les lignes de crêtes. La préservation de ces marqueurs dépend essentiellement du climat et de l'orientation des systèmes de drainage par rapport à la direction de la faille.

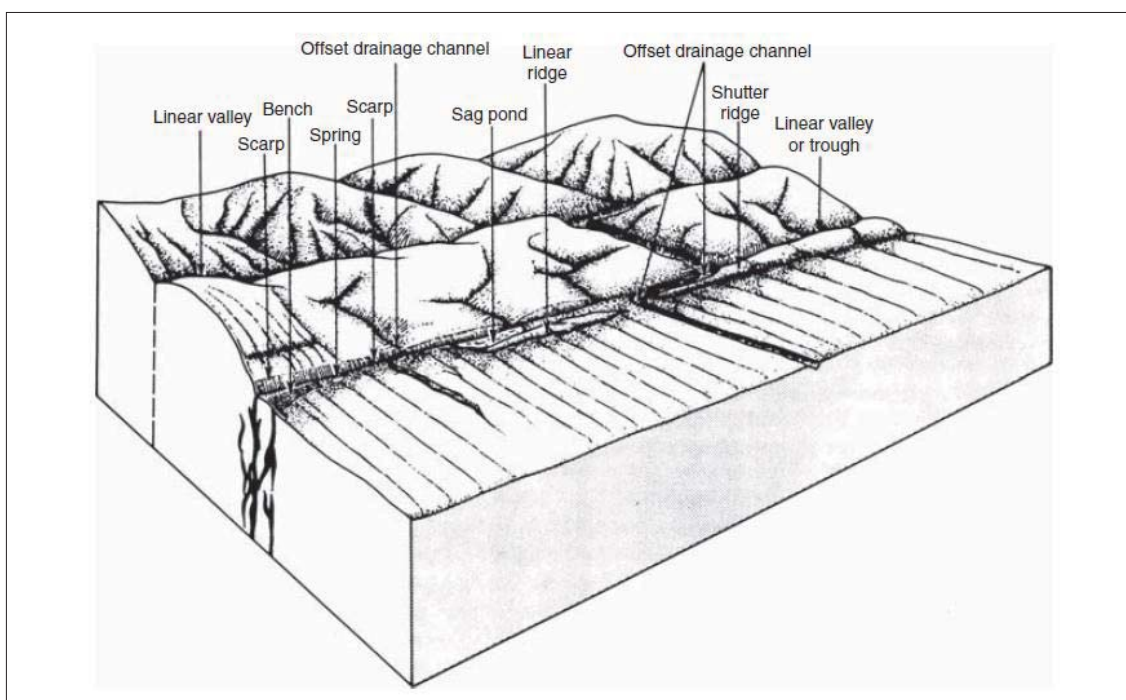


Figure II-2 : Exemples de déformations rencontrées le long des failles décrochantes (d'après Costa et Baker, 1981).

- Les réseaux de drainages, les rides et les vallées

Les failles décrochantes sont souvent responsables du décalage latéral de réseaux de drainages, d'axes de vallées et de lignes de crêtes. Un exemple présentant un ensemble de réseaux de drainages décalés le long d'une faille décrochante est largement cité le long de la faille de San Andreas, au niveau de la plaine de Carrizo en Californie (e.g. Sims et al., 1993 ; Grant et Sieh, 1994 ; Sims, 1994 ; Noriega et al., 2006, Zielke et al., 2010). La mesure du déplacement horizontal peut être réalisée à l'aide des axes de talwegs projetés le long de la zone de faille, ou également à l'aide de profils parallèles de chaque côté de la zone de faille. Dans le cas où les réseaux de drainages sont obliques à la zone de faille, il est préférable d'utiliser des axes géométriques projetés le long de la zone de faille plutôt que des profils parallèles à la zone de faille (Ouchi, 2005).

La Figure II-3 illustre un exemple d'un ensemble de talwegs et de lignes de crêtes qui ont été déplacés latéralement le long d'une faille décrochante dextre. La composante horizontale a été mesurée en utilisant les axes géométriques correspondant aux drainages et aux lignes de crêtes. La composante verticale a été mesurée en utilisant un ensemble de profils perpendiculaires à la zone de faille, passant par une ligne de crête. Ces deux composantes vont permettre d'estimer le glissement total le long du plan de faille.

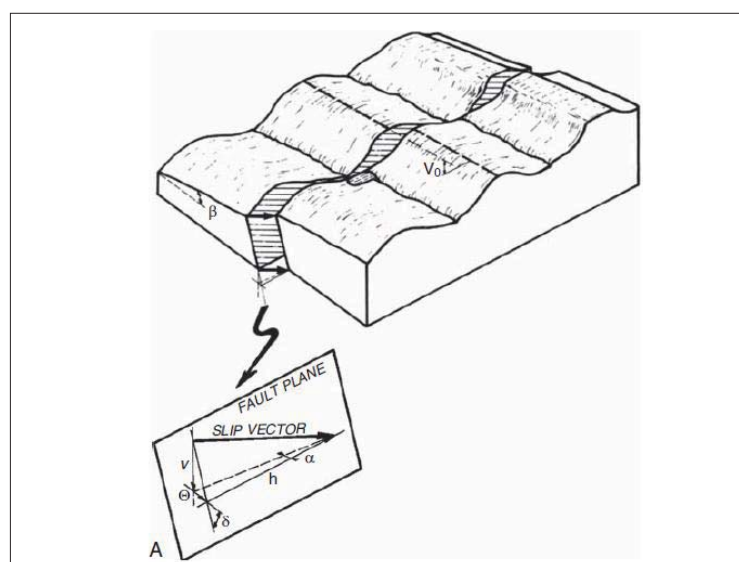


Figure II-3: Bloc diagramme schématique d'une faille décrochante dextre ayant causée le décalage d'incisions et de lignes de crêtes (d'après Peltzer et al., 1988). La ligne en pointillés indique l'emplacement du profil perpendiculaire passant par la ligne de crête, qui permet une estimation de la composante verticale. A) Représentation du vecteur glissement total (*slip vector*) selon la composante horizontale (h) et la composante verticale (v) en fonction du pendage (δ) de la faille.

- Les terrasses alluviales

Les terrasses alluviales peuvent être formées par un changement du niveau de base, corrélé avec des variations climatiques se produisant lors des périodes glaciaires et interglaciaires, et sont donc dues à des phénomènes non tectoniques. Mais ces terrasses peuvent également être formées en réponse à une perturbation tectonique comme un décalage vertical de la surface de la terrasse au niveau du plan de faille. La mesure des décalages horizontaux au niveau de terrasses se fait généralement sur un site où la faille décrochante coupe perpendiculairement ces surfaces alluviales. Pour mesurer des décalages sur une surface alluviale, on utilise généralement des marqueurs topographiques linéaires tels que les axes des chenaux incisant une surface alluviale, les dépôts en levée (barres graveleuses ou sableuses), ou encore les talus présents entre deux niveaux de terrasses (e.g. Suggate, 1960 ; Lensen, 1964 ; Van Der Woerd et al., 2004).

Ces décalages peuvent avoir été accumulés depuis l'abandon de la surface alluviale, en supposant que les phénomènes d'érosion pouvant affecter ces marqueurs ont été mineurs au cours du temps. Pour mesurer des décalages de talus de terrasses, deux techniques sont couramment utilisées. La première consiste à comparer deux profils parallèles à la zone de faille, la seconde consiste à utiliser des axes de marqueurs projetées le long de la zone de faille, et qui peuvent ainsi correspondre aux axes des hauts et des bas de talus (Figure II-4).

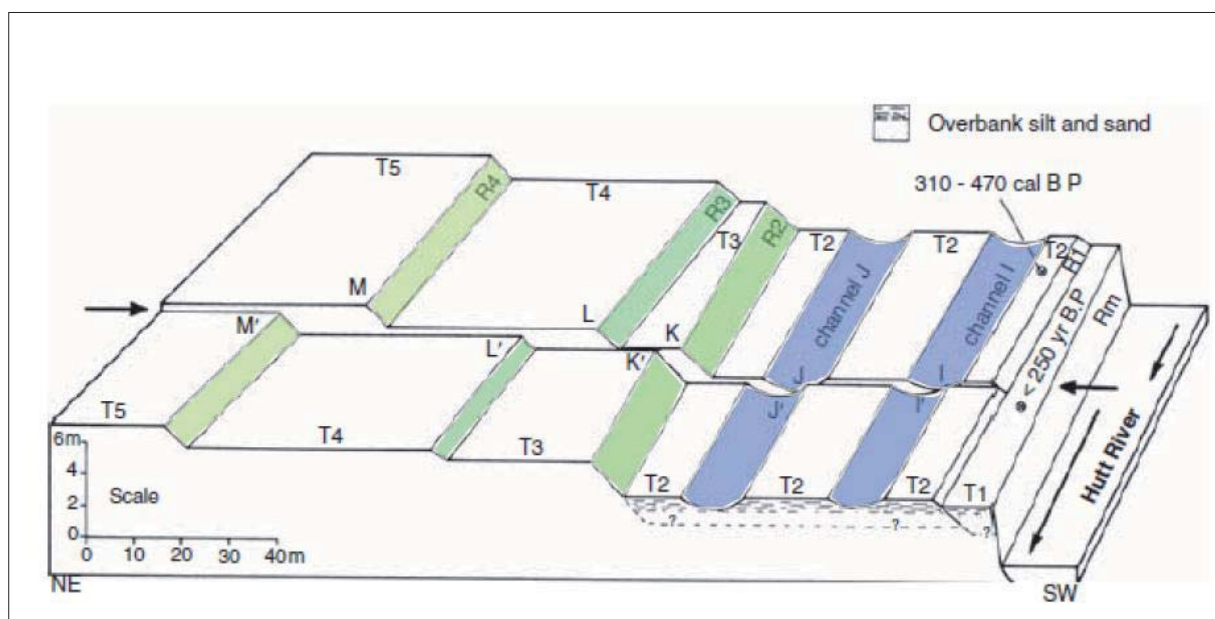


Figure II-4 : Vue en perspective montrant des décalages de chenaux incisant les surfaces holocènes et les terrasses déplacées le long de la faille de Wellington, à Te Marua, en Nouvelle-Zélande (modifiée d'après Dissen et al., 1992). Les surfaces vertes et les surfaces bleues représentent respectivement les talus de terrasses et les incisions utilisés pour mesurer les décalages le long de la faille. M-M' : 19.0 m, L-L' : 18.0 m, K-K' : 7.4 m, J-J' : 4.7 m et I-I' : 3.7 m.

- Les cônes alluviaux

Les cônes alluviaux, généralement situés aux débouchés de larges vallées, correspondent à des épandages causés par une perte de charge de sédiments dans une plaine alluviale. La mesure des décalages se fait généralement à l'aide des incisions identifiées au sein de la surface du cône, aux talus correspondant aux bords latéraux du cône, ou encore à l'aide de l'apex du cône par rapport à l'axe médian du dépôt comme présenté en Figure II-4 (e.g. Ritz et al., 1995 ; Kirby et al., 2006 ; Meyer et Le Dortz, 2007 ; Nissen et al., 2009 ; Shabanian et al., 2009). Mais les cônes alluviaux sont rarement utilisés pour des décalages inférieurs à 10-20 m, car l'incertitude sur la mesure des décalages de marqueurs est souvent assez grande, pouvant parfois atteindre plusieurs mètres.

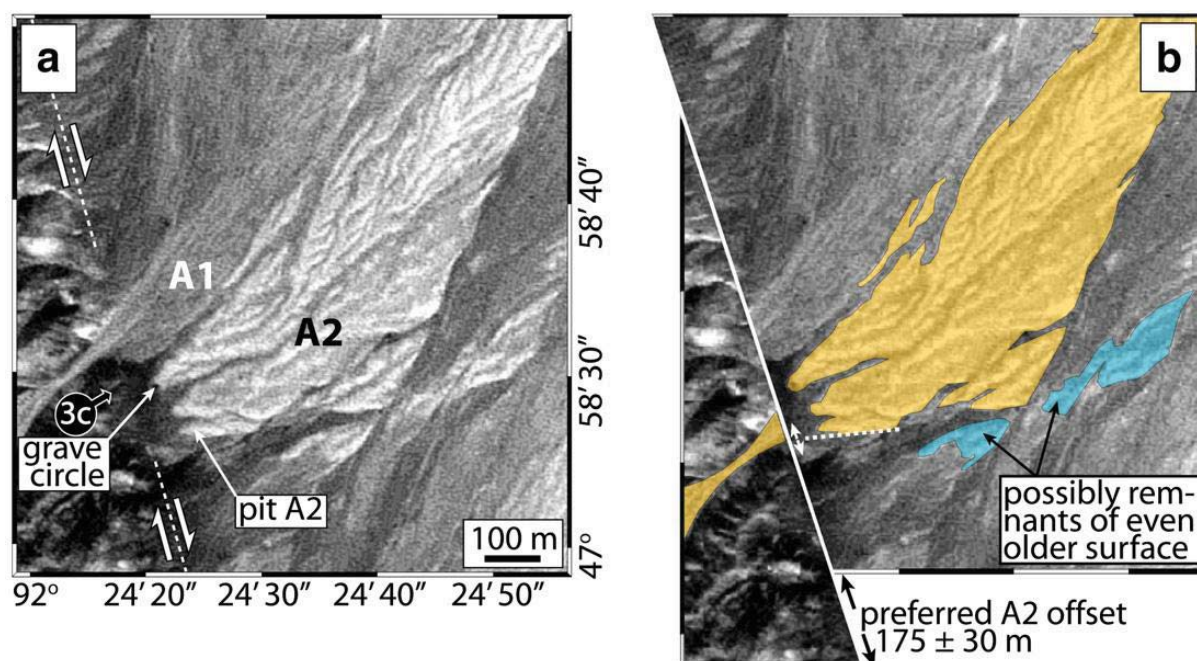


Figure II-5 : Imageries SPOT et interprétation du décalage d'un cône alluvial le long de la faille de Har-Us-Nuur, en Mongolie (d'après Nissen et al., 2009). A) Image SPOT 5 et interprétations morphologiques de la zone d'étude. Deux surfaces de cônes ont été identifiées (A1 et A2). B) Reconstitution de la morphologie du cône avant d'être décalé par la faille. L'axe du réseau de drainage incisant le relief (surface jaune à gauche de la faille) a été replacé en face de l'ensemble de la surface alluviale jaune présente dans la plaine. Le bord de l'incision et le talus correspondant à la partie haute de l'apex du cône (trait pointillé blanc) permettent une estimation du décalage total de la surface à 175 ± 30 m.

II.1.3. Discussion sur l'analyse et l'utilisation des marqueurs

L'utilisation de marqueurs morphologiques identifiés le long de failles décrochantes, pour estimer des vitesses de failles, peuvent parfois être responsables de problèmes d'interprétations. Une vitesse de faille se calcule en effet en divisant le décalage cumulé d'une surface par l'âge de cette surface. Or, dans le cas de terrasses alluviales, lorsqu'on utilise les talus comme marqueurs, les deux surfaces inférieures et supérieures sont à disposition pour estimer une vitesse géologique.

Des travaux menés le long de la faille de l'Altyn Tagh au Tibet ont porté le débat sur la question de l'estimation du décalage réel des marqueurs morphologiques, ainsi que sur l'utilisation des âges de ces surfaces pour calculer une vitesse de faille. Ainsi, des premières mesures de décalages de terrasses ont permis d'estimer la vitesse de la faille de l'Altyn Tagh entre 26.9 ± 6.9 mm/an et 17.8 ± 3.6 mm/an, respectivement aux sites de Cherchen He et d'Askay (Mériaux et al., 2004 ; 2005). Mais une autre interprétation morphologique de ces mêmes sites, menée par Cowgill (2007), donne une estimation de la vitesse de la faille à 9.4 ± 2.3 mm/an. Cette vitesse est plus en accord avec les vitesses issues des données géodésiques, qui estiment la vitesse de la faille de l'Altyn Tagh à environ 9 mm/an (Wallace et al., 2004).

À partir de cet exemple, deux modèles ont été proposés pour évaluer une vitesse le long d'une faille (Figure II-6A) :

✓ Le modèle de la terrasse inférieure (*Lower-terrace*) : le décalage est enregistré après l'abandon de la terrasse inférieure. En effet, le talus peut être partiellement érodé par les chenaux encore actifs de la terrasse inférieure. Pour s'astreindre de cette érosion, Cowgill (2007) recommande d'utiliser le talus entre la terrasse supérieure et la terrasse inférieure, avec l'âge de la terrasse inférieure.

✓ Le modèle de la terrasse supérieure (*Upper-terrace*) : Le décalage est enregistré et n'a pas été érodé depuis le début de la mise en place du talus entre les deux terrasses. Il faut alors utiliser le décalage cumulé de l'ensemble du talus avec l'âge de la terrasse supérieure.

Ces deux modèles peuvent être utilisés au cours d'une même étude afin de déterminer les bornes inférieures et supérieures de la vitesse le long d'une faille. Des travaux menés en Nouvelle-Zélande (McAlpin et al., Chapitre 6 dans « *Paleoseismology* ») montrent cependant que, régulièrement, les talus sont érodés avant l'abandon de la terrasse inférieure et qu'il est alors préférable d'utiliser le modèle de la terrasse inférieure.

De plus, Gold et al. (2009) ont démontré que la mesure de décalages à l'aide de talus de terrasses est difficile à estimer, car la succession des dépôts de terrasses induit de larges incertitudes sur l'estimation des déplacements, et donc sur les vitesses qui en sont déduites (Figure II-6B). Les phénomènes d'érosion ayant lieu sur les rives bordant le réseau de drainage et les phénomènes de diffusion au niveau des talus de terrasses perturbent les mesures de décalages. On peut alors obtenir des valeurs différentes dans l'estimation des décalages si on utilise le bas ou le haut d'un talus, et des vitesses différentes si on utilise l'âge de la surface inférieure ou supérieure. Lorsque ces phénomènes d'érosion ne sont pas détectés, les vitesses de faille donnent des valeurs erronées.

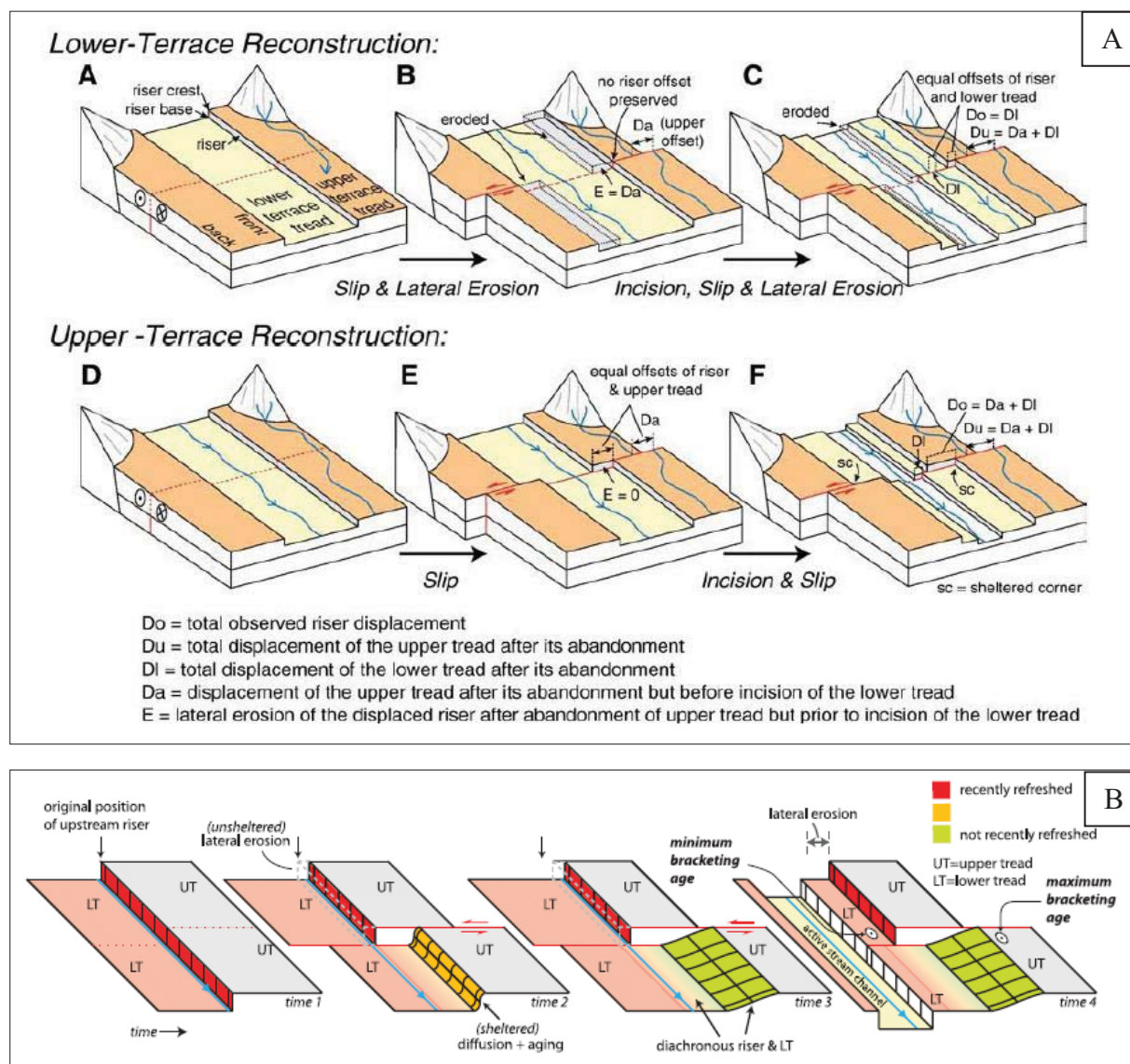


Figure II-6 : A) Modèles pour l'estimation d'une vitesse le long d'une faille active selon Cowgill (2007). Le modèle de la « terrasse inférieure » est présenté de A à C et le modèle de la « terrasse supérieure » de D à F. A- État actuel montrant deux terrasses emboîtées ne présentant aucun décalage. En bleu sont représentés des chenaux incisant les surfaces. B- État après déplacement des talus et des deux bords de terrasse qui ont été érodés (en bleu) par le système fluvial. D_a : déplacement du chenal de la surface supérieure. Au niveau du talus $D_a = 0$ car érosion. C- État après incision de la terrasse intermédiaire et après séismes. Le talus a été déplacé de D_i , valeur du dernier déplacement. Sur la surface supérieure, le déplacement total du chenal est $D_u = D_a + D_i$. D- État actuel montrant deux terrasses emboîtées ne présentant aucun décalage. En bleu sont représentés des chenaux incisant les surfaces. E- État après déplacement des talus. Aucune érosion n'a lieu. D_a : déplacement du chenal de la surface supérieure et déplacement du talus. F- État après incision de la terrasse intermédiaire et après séismes. D_i : valeur du dernier déplacement. D_o : déplacement du talus entre la surface supérieure et inférieure. D_u : déplacement du chenal sur la surface supérieure. $D_u = D_o$.

B) Modèles pour l'estimation du décalage de talus (d'après Gold et al., 2009). De gauche à droite : État actuel – État d'un talus après déplacement et érosion (en pointillés) dans le bloc en amont de la faille. En jaune est représenté le talus après phénomène de diffusion – État après un nouveau déplacement et érosion dans le bloc en amont de la faille. En vert le talus après phénomène de diffusion – Incision de la surface intermédiaire sans déplacement.

II.2. Datations des marqueurs quaternaires

II.2.1. Datations par le ^{10}Be in-situ

II.2.1.1. Principes généraux de la méthode de datations par cosmonucléides

La méthode de datation présentée dans cette section fait référence à l'analyse des concentrations d'isotopes rares, comme le ^{10}Be , présents dans les roches de la croûte terrestre (Raisbeck et al., 1987). Le principe de datation par les isotopes cosmogéniques est basé sur le processus de production de cosmonucléides dans les roches terrestres (Figure II-7). Le phénomène de spallation est responsable de la production de particules primaires (cosmiques) qui vont interagir avec les atomes d'azote et d'oxygène atmosphériques, formant alors des isotopes instables comme le ^{14}C ou le ^{10}Be atmosphériques. Des particules secondaires (neutrons et muons) vont ensuite être suffisamment excitées énergiquement pour produire des cosmonucléides dans les premiers mètres de la croûte terrestre. Les principaux atomes affectés par ce phénomène sont la silice (Si), l'oxygène (O), l'aluminium (Al), le fer (Fe) et le magnésium (Mg). Au cours de cette thèse, nous avons utilisé le ^{10}Be *in situ* (que nous nommerons ^{10}Be par la suite) qui est produit après spallation des atomes de silice et d'oxygène dans les premiers mètres de la croûte terrestre. Le quartz (SiO_2) a pour avantage d'être un minéral peu altérable et donc d'être très abondant à la surface terrestre, mais également d'avoir un réseau cristallin qui minimise les pertes par diffusion. C'est donc pour ces principales raisons que les roches riches en silice sont utilisées pour l'analyse des concentrations en ^{10}Be . L'atténuation des particules incidentes dans la matière va par la suite entraîner une décroissance exponentielle de la production des cosmonucléides avec la profondeur (Brown et al., 1992).

En milieu aride, en l'absence de matières organiques, la méthode du ^{10}Be *in situ* permet de dater l'exposition aux rayonnements cosmiques de marqueurs quaternaires constitués de roches détritiques, tels que les surfaces alluviales et les cônes de déjection. En mesurant la concentration de ^{10}Be dans ces roches exposées en surface, on peut en déduire un âge d'exposition au rayonnement cosmique et dans certains cas un taux d'érosion. Ensuite, le couplage des analyses morphotectoniques avec les analyses des concentrations en ^{10}Be permet, en mesurant le déplacement subi par un marqueur depuis son abandon, d'estimer une vitesse moyenne de glissement le long d'une faille. L'utilisation du ^{10}Be pour l'estimation de vitesses de failles a largement été utilisé lors de travaux de morphotectonique (e.g. Bierman et al., 1994 ; Siame et al., 2000 ; Regard et al., 2006 ; Le Dortz et al., 2009 ; Champagnac et al., 2010). En Mongolie, son exploitation a permis de déterminer des vitesses de failles dans les

chaînes du Gobi-Altay et de l'Altay (e.g. Ritz et al., 1995 ; Vassallo et al., 2005 ; Ritz et al., 2006 ; Vassallo et al., 2007 ; Walker et al., 2006 ; Nissen et al., 2009).

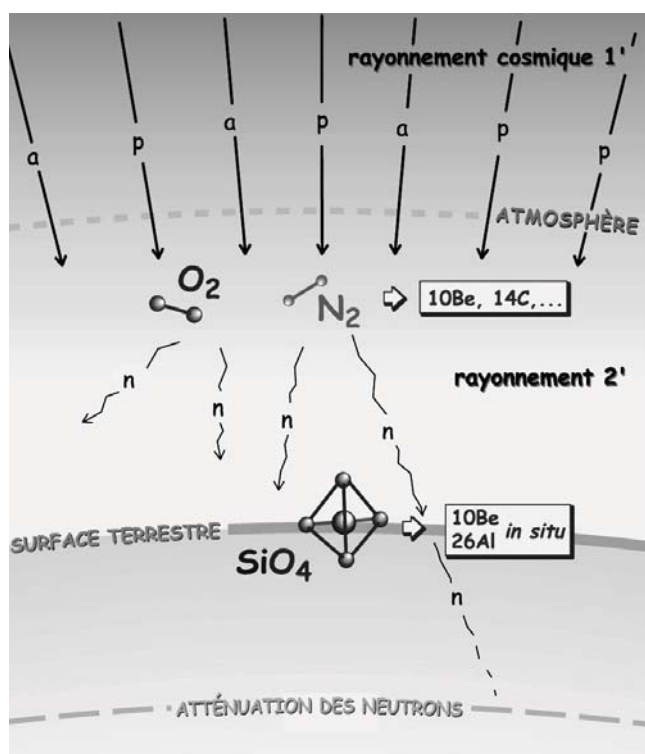


Figure II-7 : Schéma montrant le processus de production du ^{10}Be par rayonnement cosmique dans les premiers mètres de la croûte terrestre (modifié d'après Vassallo, 2007).

II.2.1.2. Principes d'échantillonnages et calcul d'âges

➤ Protocole d'échantillonnage

Nous avons adopté plusieurs protocoles d'échantillonnage au cours de cette thèse. La stratégie d'échantillonnage sur le terrain doit tenir compte des conditions morphologiques de la surface afin de déterminer quels sont les échantillons qui sont les plus favorables à une collecte (i.e. matériel peu érodé et bien enchâssés dans la surface). Pour avoir une meilleure connaissance de l'âge réel des surfaces quaternaires, nous avons parallèlement mis en place plusieurs types d'échantillonnage :



Figure II-8 : Photographies des différentes stratégies d'échantillonnage. A) Collecte sur la surface d'un cône de morceaux de boules de granites. B) Collecte d'amalgames de surfaces. Plusieurs petites pièces de granites vont constituer un seul échantillon. C) Collecte au niveau du lit actif d'un système de drainage. D) Profils au sein d'une surface alluviale, les échantillons seront collectés sur l'ensemble du profil.

- ✓ **Collecte de roches de surfaces** : nous avons collecté des échantillons provenant de gros blocs de roches magmatiques, présents sur les surfaces alluviales, avec pour objectif d'obtenir une vision statistique de la concentration du ^{10}Be sur l'ensemble de la surface (Figure II-8A). Les échantillons collectés doivent présenter le moins d'altérations possibles, être bien répartis sur l'ensemble de la surface afin de minimiser les diffusions de la concentration par érosion ou par histoire post-dépôt.
- ✓ **Collecte d'amalgames** : afin d'homogénéiser les concentrations provenant des galets en surface, dans des contextes où la dispersion des concentrations peut surtout être due à des problèmes d'héritages, nous avons collecté plusieurs dizaines de fragments de roches sur les surfaces alluviales, que nous avons analysées comme étant un seul et même échantillon (Figure II-8B).
- ✓ **Collecte de sables dans le réseau de drainage actif** : des sables ont été collectés dans le lit du réseau de drainage actif afin de connaître l'héritage moyen du sable provenant de l'ensemble du bassin versant (Figure II-8C).

- ✓ **Profils** : cette stratégie d'échantillonnage permet de comparer la distribution des concentrations du ^{10}Be en profondeur avec la courbe de décroissance théorique, qui suit les lois physiques décrites par Brown et al.(1992), et qui permet de déterminer d'une part un héritage – pré-exposition avant dépôt – et d'autre part un taux d'érosion des surfaces datées. Nous avons pour cela ouvert des profils d'une profondeur minimale de 1.5 m au sein des surfaces, et nous avons collecté des échantillons sur l'ensemble du profil (Figure II-8D). Des amalgames de roches et/ou la matrice sableuse ont été collectés en densifiant la collecte dans le premier mètre du profil. En parallèle, des logs stratigraphiques ont été levés afin de déterminer les différentes unités sédimentaires au sein du profil.

➤ **Préparation des échantillons**

L'ensemble des échantillons collectés en 2007 et 2009 ont été préparés et mesurés au CEREGE (Aix-en-Provence), en collaboration avec Régis Braucher. Le détail du protocole de préparation se trouve en Annexe A.

➤ **Equations et détermination des âges**

La période de demi-vie de $1,387 \times 10^6 \text{ an}^{-1}$ du ^{10}Be (Chmeleff et al., 2010 ; Korschinek et al., 2010) permet de dater des dépôts sur quelques centaines de milliers d'années. La production de cet isotope dépend du flux du rayonnement cosmique, mais également de l'intensité du champ magnétique terrestre responsable de variations dans le taux de production du ^{10}Be en fonction de la latitude et de l'altitude. Ce taux de production pour le minéral de quartz est bien connu pour des altitudes et des latitudes déterminées (Lal, 1991 ; Stone, 2000 ; Dunai, 2000) ; il s'exprime en at/g/an , est couramment appelé P_0 , est calculé selon le polynôme de Lal (1991) :

$$P_0(L, z) = a(L) + b(L).z + c(L).z^2 + d(L).z^3 \quad (1)$$

Où L est la latitude géomagnétique,

z est l'altitude du site en km,

a, b, c, d sont des coefficients dépendant de L .

On peut noter que le modèle du taux de production élaboré par Stone (2000) se base également sur ce polynôme.

De plus, les propriétés d'absorption de la matière, traversée par les particules secondaires, et la profondeur d'échantillonnage vont être responsables d'une décroissance du ^{10}Be selon la loi suivante :

$$P(x) = P_0 \times e^{\left(\frac{-\rho x}{\Lambda}\right)} \quad (2)$$

Où ρ est la densité de la roche en g/cm^3 ,

x la profondeur en cm,

Λ la longueur d'atténuation de valeurs respectives 160 g/cm^2 , 1500 g/cm^2 et 5300 g/cm^2 pour les neutrons, les *slow* muons et les *fast* muons (e.g. Braucher et al., 2003).

Si la distribution de la concentration du ^{10}Be en fonction de la profondeur décrit une décroissance exponentielle, alors la concentration initiale ou héritage, négligeable ou non, est théoriquement constante pour tous les échantillons d'un même profil. Dans ce cas, la valeur de l'héritage peut être déterminée graphiquement sur un profil concentration-profondeur en prenant la valeur asymptotique vers laquelle tend le modèle (Figure II-9).

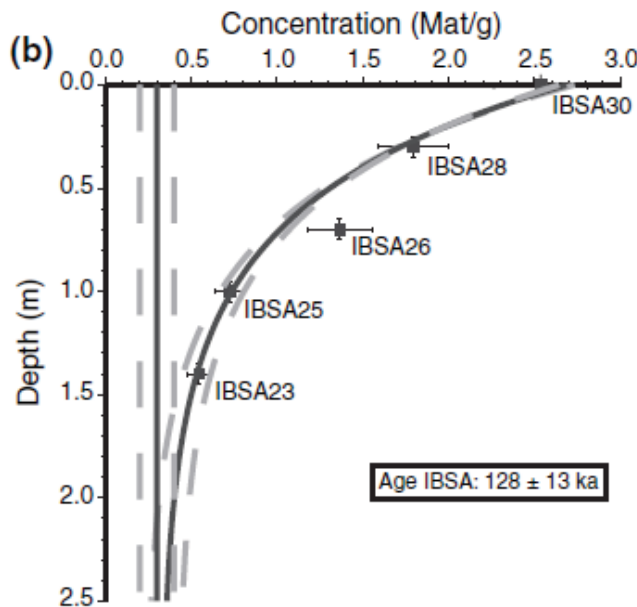


Figure II-9 : Exemple de distribution de la concentration en ^{10}Be en profondeur au sein d'un profil (d'après Vassallo et al., 2005). À 2,5 m de profondeur la concentration en ^{10}Be est de l'ordre de 0.3 Mat/g, correspondant à l'héritage de la surface. La courbe noire représente le meilleur modèle pour une surface d'un âge de 128 ka.

Si on injecte dans l'équation (2) les pertes au cours du temps par désintégration radioactive et par érosion de la partie superficielle du profil, on peut alors donner la concentration C du ^{10}Be en fonction de la profondeur (x) et du temps (t) par l'équation différentielle suivante :

$$\frac{dC(x,t)}{dt} = \varepsilon \times \frac{dC(x,t)}{dx} - \lambda C(x,t) + P_0 \times e^{-\frac{\rho x(t)}{\Lambda}} \quad (3)$$

Où ε est le taux d'érosion en g/cm²/an,

λ la constante de décroissance radioactive du ¹⁰Be.

Pour résoudre l'équation (3), on considère que l'érosion et le rayonnement cosmique sont constants au cours du temps, en différenciant les contributions neutroniques des contributions muoniques. On va donc obtenir l'équation suivante :

$$C(x, \varepsilon, t) = C_{inh} e^{-\lambda t} + \frac{P_0 \cdot P_n}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda} e^{-\frac{x}{\Lambda_n}} \left[1 - e^{-t \left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda \right)} \right] + \frac{P_0 \cdot P_{\mu s}}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda} e^{-\frac{x}{\Lambda_{\mu s}}} \left[1 - e^{-t \left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda \right)} \right] + \frac{P_0 \cdot P_{\mu f}}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda} e^{-\frac{x}{\Lambda_{\mu f}}} \left[1 - e^{-t \left(\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda \right)} \right] \quad (4)$$

Où $C(x, \varepsilon, t)$ est la concentration en ¹⁰Be en fonction de la profondeur x en g/cm², et le taux d'érosion ε en g/cm²/an et du temps d'exposition t en années.

C_{inh} représente la concentration potentielle de ¹⁰Be (ou l'héritage) acquise lors d'un temps d'exposition t_0 , précédant la phase de transport-dépôt puis la phase d'abandon de la surface.

Λ_n (160), $\Lambda_{\mu s}$ (1500), $\Lambda_{\mu f}$ (5300), les atténuations effectives en g/cm², pour les neutrons, les *slow* muons et les *fast* muons respectivement.

P_n , $P_{\mu s}$ et $P_{\mu f}$, les contributions relatives pour la production en ¹⁰Be avec $P_n + P_{\mu s} + P_{\mu f} = 100\%$. La contribution relative pour la production totale de surface est de 97.85% pour les neutrons, 1.50% pour les *slow* muons, et 0.65% pour les *fast* muons (d'après Braucher et al., 2003).

La concentration en ¹⁰Be d'une surface donnée augmente au cours du temps jusqu'à atteindre un état d'équilibre, où les gains en ¹⁰Be sont alors compensés par les pertes dues aux phénomènes d'érosion et à la décroissance radioactive de l'élément. Ce palier est d'autant plus précoce que le taux d'érosion imposé à la surface est fort (Figure II-10). On dit alors que la concentration de la surface a atteint son niveau d'équilibre.

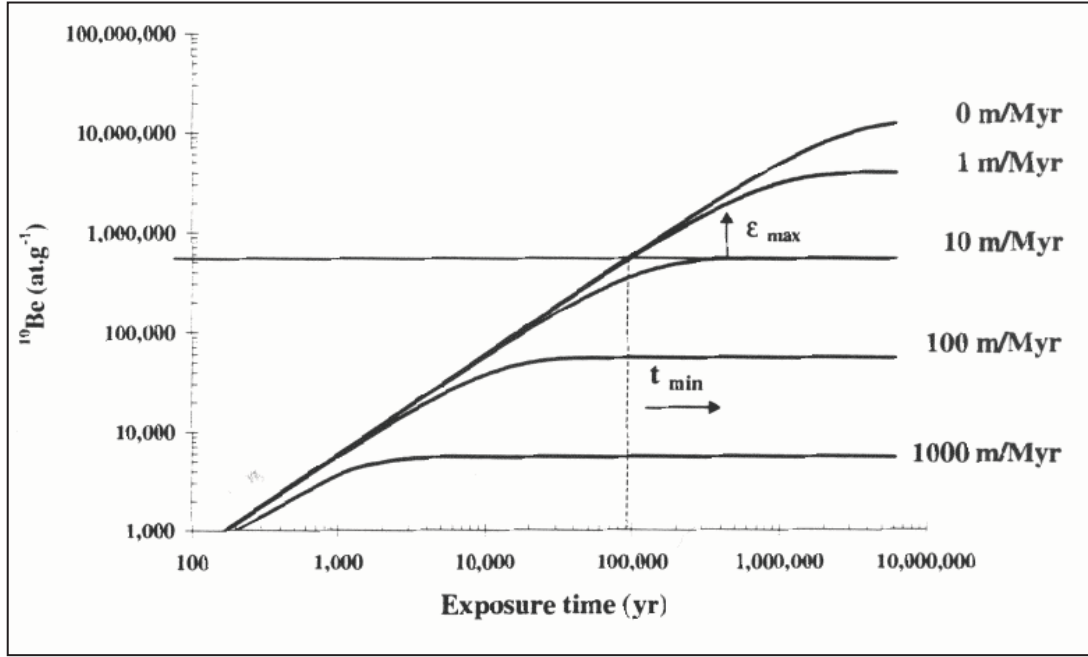


Figure II-10 : Évolution théorique des concentrations en ^{10}Be en fonction des temps d'exposition et de différents taux d'érosions (d'après Brown et al., 1991).

Pour résoudre l'équation (4), nous devons faire certaines hypothèses, car nous n'avons qu'une seule équation pour deux inconnues (ε ; t).

- 1) Dans un premier temps on peut faire une estimation sur l'érosion ε en mesurant les concentrations en ^{10}Be sur des surfaces que l'on suppose être à l'état d'équilibre, en utilisant l'équation :

$$\varepsilon = \left(\frac{P_0}{C(0,\infty) - C_0} - \lambda \right) \times \Lambda \quad (5)$$

Où $C(0,\infty)$ est la concentration en ^{10}Be à l'état d'équilibre,

C_0 , la concentration en ^{10}Be à l'état initial.

De plus, la concentration en ^{10}Be n'évoluant plus lorsque l'on arrive à l'état d'équilibre, on peut également calculer un âge effectif T_{eff} de la surface correspondant à une exposition minimale, en suivant la loi définie par Lal (1991) :

$$T_{\text{eff}} = \frac{1}{\lambda + \mu\varepsilon} \quad (6)$$

La détermination de l'érosion est cependant difficile et des variations dans le taux d'érosion peuvent affecter la surface au cours du temps.

- 2) On peut également faire l'hypothèse d'une érosion nulle et ainsi calculer un âge minimum t_{min} de la surface selon l'équation suivante :

$$t_{\min} = -\frac{1}{\lambda} \times \ln \left(1 - \frac{\lambda C(0,t)}{P_0} \right) \quad (7)$$

Nous avons préférentiellement déterminé les âges d'exposition des surfaces en utilisant les profils en profondeur, qui nous ont permis de déterminer des taux d'érosion et les concentrations en ^{10}Be héritées. Pour cela nous avons utilisé la méthode d'inversion du Chi^2 , qui permet de minimiser mathématiquement les différences entre les concentrations ^{10}Be mesurées au sein du profil avec les concentrations théoriques des échantillons (e.g. Braucher et al., 2003 ; Ritz et al., 2006) et d'en déduire un âge d'exposition pour la surface (Figure II-9). Nous avons ainsi utilisé l'équation :

$$\text{Chi-square} = \sum_{i=1}^n \left[\frac{C_i - C_{(x,\varepsilon,t)}}{\sigma_i} \right]^2 \quad (8)$$

Où C_i est la mesure de concentration de ^{10}Be à la profondeur x_i ,
 $C(x, \varepsilon, t)$, la concentration théorique en ^{10}Be en utilisant l'équation (4),
 σ_i , l'incertitude analytique à une profondeur i ,
 n , le nombre total d'échantillons dans le profil.

II.2.1.3. Discussions sur l'utilisation du ^{10}Be in situ

L'utilisation de cette méthode pour une estimation du temps d'exposition aux rayonnements cosmiques des surfaces quaternaires nécessite cependant la vérification de certaines conditions :

✓ Que la roche étudiée n'ait pas connue une histoire complexe de pré-exposition avant son dépôt. Il est donc nécessaire d'avoir une vision globale du site échantillonné afin de localiser des dépôts susceptibles d'avoir été remobilisés au sein du bassin versant. En effet, en cas de pré-exposition, les concentrations ^{10}Be présentes dans la roche vont être supérieures aux concentrations en ^{10}Be accumulées dans le dépôt que l'on veut dater. Afin de mieux définir ces problèmes de pré-exposition des échantillons, il est recommandé d'utiliser des profils pour déterminer un taux d'érosion, et donc un héritage qui pourra être soustrait de la concentration des échantillons de surface de la surface alluviale étudiée.

✓ Que les profils permettant l'analyse des concentrations ^{10}Be en profondeur ne présentent pas de cas plus complexes, avec par exemple, une distribution de la concentration du ^{10}Be

qui ne décroît pas exponentiellement avec la profondeur. Ce cas peut se produire lors de la superposition de plusieurs unités sédimentaires qui se sont déposées au cours de plusieurs épisodes climatiques distincts dans le temps. Dans ce cas, il est nécessaire de modéliser les données en tenant compte des changements dans la stratigraphie du dépôt. Nous discuterons plus particulièrement de l'intérêt de la reconnaissance des unités lithologiques au cours du chapitre III.

✓ Que le taux de production soit constant dans le temps, ainsi que le taux d'érosion ou dénudation de la surface alluviale. Ceci nécessite une bonne connaissance de la densité du matériel mais également la géométrie de l'exposition des échantillons par rapport à de possibles écrantages, comme par exemple les montagnes, les blocs, la glace ou encore la végétation.

II.2.2. Datation par luminescence stimulée optiquement (OSL)

II.2.2.1. Principes généraux de la méthode de datation par luminescence

La luminescence stimulée optiquement ou *Optically Stimulated Luminescence* (OSL) est basée sur le fait que les minéraux naturels peuvent absorber et garder de l'énergie. Le signal de luminescence est produit par des cristaux non parfaits, contenant des défauts de structures ainsi que des impuretés, constituant alors des pièges électroniques ou encore « *traps* », qui sont source d'attractions d'électrons libres.

Dans l'environnement, l'énergie absorbée par un minéral provient des radiations émises par les radio-isotopes contenus dans le matériel de la croûte terrestre. Ces radio-isotopes ont été créés après bombardement des matériaux par les rayons cosmiques. Ces atomes bombardés vont alors relâcher des électrons libres qui vont s'accumuler dans les pièges électroniques (Figure II-11). Le temps de piégeage dépend de l'intensité des rayonnements, de la température du matériel et du nombre de pièges dans un minéral donné. Ces électrons libres, lorsqu'ils sont soumis à un stimulus tel que la lumière ou la chaleur, se recombinent avec un centre luminogène et sont responsables du départ de photons. On dit alors que le matériel a été blanchi. L'ensemble des photons relâchés constituera une dose environnementale ou dose équivalente D_e (*equivalent dose*).

Le taux de radiation absorbé par le minéral, également appelée dose annuelle D_r (*dose rate*), est proportionnel à la concentration des radio-isotopes dans le matériel échantillonné et de l'intensité des rayonnements cosmiques sur le site.

L'estimation des doses équivalentes et des doses annuelles des échantillons collectés permet de déterminer l'âge d'enfouissement d'un sédiment en faisant le simple rapport de la dose équivalente (D_e) sur la dose annuelle (D_r).

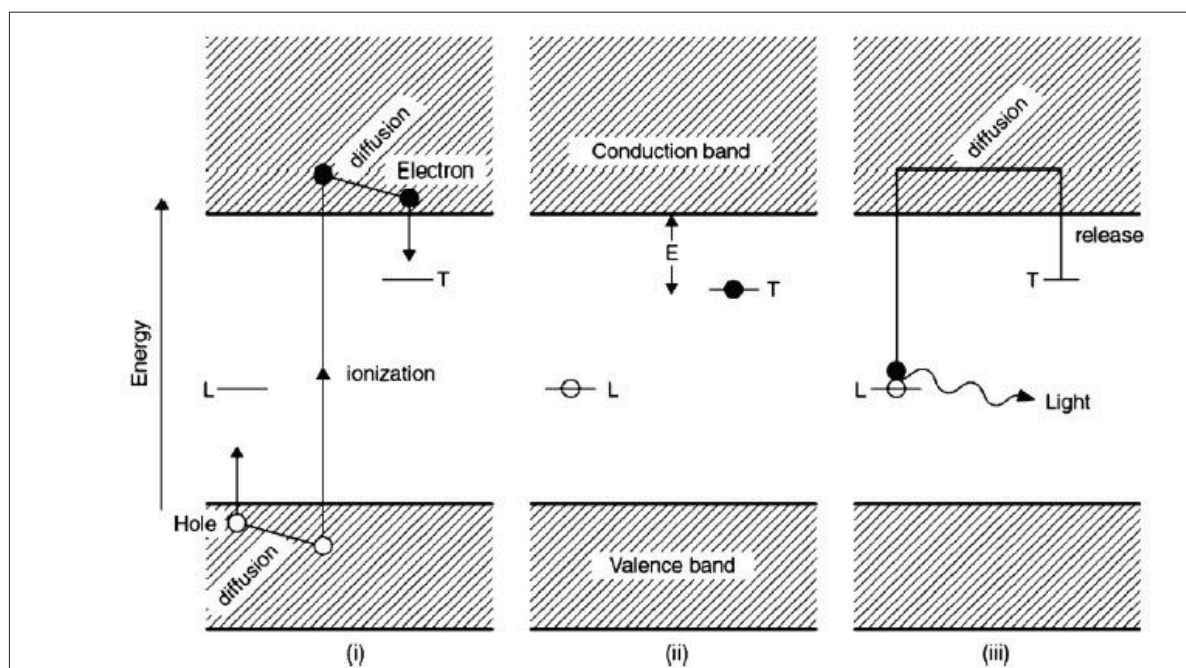


Figure II-11 : Diagramme de niveaux d'énergie du processus de luminescence (d'après Aitken, 1998). (i) Après ionisation des atomes, selon l'exposition aux radiations, un électron est éjecté de la bande de valence vers la bande de conduction et un trou est créé dans la bande de valence. Les électrons et les trous sont alors respectivement piégés dans les défauts T et L. (ii) Stockage des électrons dans le piège électronique et les trous dans le centre de recombinaison, avec une durée de vie allant de la seconde aux millions d'années. (iii) Les électrons sortent des pièges électroniques vers la bande de conduction sous l'effet d'une stimulation par la chaleur ou d'une stimulation optique. Certains de ces électrons vont se recombiner avec un trou piégé, produisant alors de la lumière (un photon avec une longueur d'onde propre) ou produisant de la chaleur (phonons).

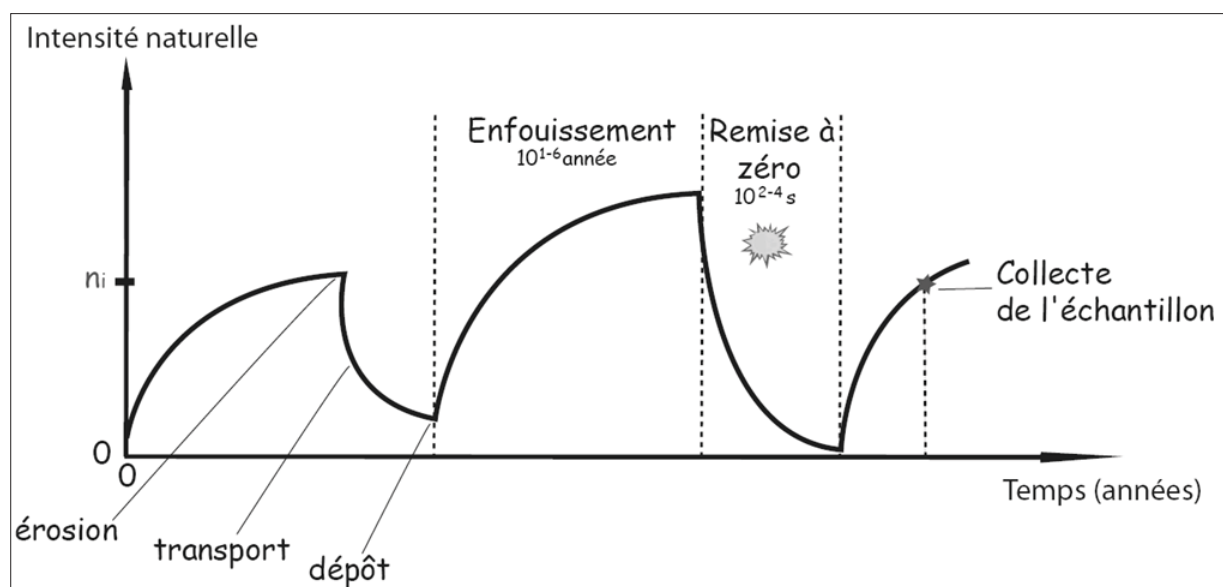


Figure II-12 : Principe des variations d'énergie (n_i) stockée au niveau d'un sédiment dans un milieu naturel au cours du temps. Cette intensité est remise à zéro (aussi appelé blanchiment) lorsque le matériel est soumis à une exposition lumineuse (ex. soleil) après transport, puis augmente au cours du temps après enfouissement complet du matériel après son dépôt. Cette intensité peut ne pas être totalement remise à zéro lors du transport avant dépôt du matériel (cas de gauche). On parle alors de matériel mal blanchi.

Dans la nature, si un minéral est exposé à une lumière comme la lumière du soleil ou chauffé à haute température (environ 500°C), alors une partie ou toute l'énergie stockée dans les pièges électroniques va être relâchée : on dit alors que le matériel a été « blanchi » (Figure II-12). En laboratoire, le phénomène de luminescence est généré en exposant un échantillon à une stimulation optique ayant une longueur d'onde spécifique. L'intensité de la mesure dépendra principalement du nombre de pièges électroniques remplis et de la nature du matériel. Il faut noter qu'en moyenne, seul un minéral sur cinq contient assez de défauts électroniques permettant une mesure par luminescence. En géologie, les minéraux les plus couramment utilisés pour une analyse par luminescence stimulée optiquement sont le quartz, le feldspath, le mica, ou encore le gypse.

La luminescence donne de bons résultats pour dater des sédiments quaternaires et son intégration dans les travaux de morphotectonique est actuellement en plein développement. En effet, des travaux récents ont montré que la luminescence donne de bons résultats avec une incertitude sur l'estimation de l'âge des marqueurs souvent inférieure à 20 %, permettant ainsi des estimations de vitesses géologiques (e.g. Fattahi et al., 2006 ; Delong et Arnold, 2007 ; Sohn et al., 2007 ; Le Dortz et al., 2009 ; Nissen et al., 2009). Cette technique de datation permet également de contraindre l'âge des paléo-séismes, lorsqu'aucun matériel pour une analyse ^{14}C n'est présent dans la tranchée (e.g. Porat et al., 2001 ; Fattahi, 2007 ; Nazari et al., 2009).

II.2.2.2. Présentation des différents protocoles de collectes et mesures

➤ Protocole d'échantillonnage

La collecte d'échantillons doit se faire dans des conditions permettant de préserver l'échantillon de toute source lumineuse, qui entraînerait alors le blanchiment du matériel. Pour cela différents protocoles d'échantillonnage peuvent être utilisés :

✓ **La collecte par percussion de tubes** : cette technique est la plus couramment utilisée et consiste à introduire un tube en métal ou en PVC dans une paroi par percussion (Figure II-13B). Les deux extrémités du tube doivent être scellés et opaques. Dans le cas du tube en PVC, il est conseillé de le stocker dans un sac opaque. Les deux extrémités d'une longueur d'environ de 5 cm ne seront pas conservées lors de la préparation des échantillons. Cette technique a l'avantage d'être rapide, mais ce type d'échantillonnage doit préférentiellement se

faire sous bâche car le matériel peut être endommagé, fissuré aux extrémités du tube et peut être alors partiellement blanchi. À l'inverse, ce type d'échantillonnage ne peut s'effectuer que sur des sédiments relativement fins et bien consolidés.

✓ **La collecte par blocs** : cette technique consiste à prélever un bloc de dimension variable (Figure II-13 C). Ce bloc devra ensuite être mis à l'abri de la lumière, en l'entourant de papier aluminium et en le conservant dans un sac étanche et opaque à la lumière. Le bloc a pour avantage de collecter une grande masse de matériel. Cependant, en présence de matériel peu cohésif ou hétérogène, le bloc a pour désavantage de présenter de nombreuses fissures et donc de contenir des grains blanchis. Il est conseillé de peindre les six faces du bloc afin de repérer, au moment de la préparation des échantillons, les parties du bloc ayant été au contact probable de la lumière.

✓ **La collecte par extraction manuelle sous bâche** : cette technique a été développée au cours de cette thèse afin de pouvoir prélever des matériaux grossiers, hétérogènes et mal consolidés (Figure II-13D). Cela consiste à collecter uniquement la matrice sableuse dans un environnement totalement à l'abri de la lumière naturelle dans une tranchée ou un trou. L'extraction du matériel se fait manuellement sous bâches et l'utilisation de tamis permet de récupérer la matrice du sédiment. Cette matrice sera ensuite insérée dans un sac, qui sera lui-même introduit dans un tube dont les extrémités seront scellées. L'utilisation du sac possède le double avantage de conserver le taux d'humidité du sédiment et d'utiliser la totalité du sédiment échantillonné. Ce tube sera préférentiellement stocké dans un sac opaque. Cette technique a également pour avantage de permettre l'analyse de matériel peu cohésif. Les désavantages de cette technique sont le temps d'échantillonnage qui est relativement long et nécessite d'avoir le matériel et les outils adéquats (bâche, couteau, tamis, tubes, sac).



Figure II-13 : Matériel et méthodes d'échantillonnage OSL. A) Matériel nécessaire à la collecte des échantillons. B) Exemple de collecte par percussion d'un tube métallique dans des sables fluviaux. C) Exemple d'un bloc collecté au niveau d'une terrasse alluviale. D) Matériel utilisé lors d'une collecte par extraction manuelle sous bâche (CEMB), dans un cône alluvial.

➤ Préparation des échantillons

La datation des sédiments par luminescence a été réalisée sur deux types de minéraux : des quartz et des feldspaths potassiques. La préparation des échantillons a été réalisée sous lumière rouge et avant toute mesure, un protocole standard de préparation a été rigoureusement effectué afin de séparer le sédiment en différentes fractions.

Tout d'abord, les sédiments sont plongés dans une solution d'acide chlorhydrique (HCl) de concentration de 4N durant 24 à 48 h pour éliminer les carbonates présents, puis du peroxyde d'hydrogène (H_2O_2) à 35% est rajouté pour éliminer les matières organiques. Les sédiments sont ensuite tamisés et séparés en trois différentes fractions granulométriques : 250-180 μm , 180-150 μm et 150-90 μm . Les silts (4-11 μm) sont récupérés au bas de la colonne de tamis et mis en solution pour les datations à l'infrarouge.

Par la suite, des liqueurs denses permettent d'isoler séparément le quartz (2.64-2.67 g/ml), le feldspath (2.57-2.58 g/ml), ainsi que les minéraux « lourds » (hornblende, plagio-

clase, micas). La Figure II-14 présente l'aspect des différentes fractions d'un même échantillon au cours des différentes étapes des liqueurs denses.

Les quartz isolés sont enfin plongés dans un bain d'acide fluorique (HF) à 50% pendant 40 min puis dans une solution à 8N d'HCl. Après rinçage et séchage, la portion de quartz est à nouveau tamisée, rincée puis séchée à plusieurs reprises pour éliminer les plagioclases ayant survécus aux liqueurs denses. Il faut noter que pour les feldspaths, après extraction à l'aide des liqueurs denses, aucun traitement supplémentaire n'est nécessaire.

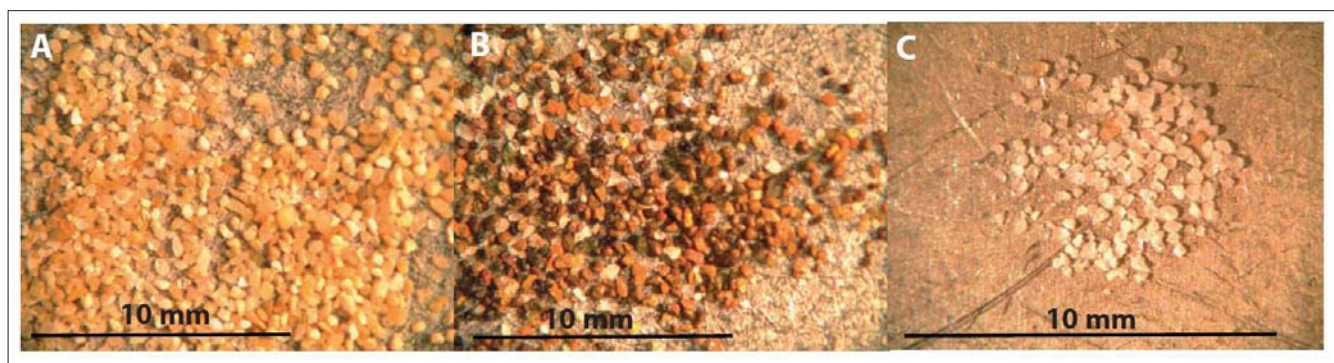


Figure II-14 : Photographies de grains constituant un échantillon. A) Fractions contenant les quartz et les plagioclases après passage en liqueur dense. B) Fraction contenant les minéraux lourds après passage en liqueur dense. C) Aliquote après préparation totale de l'échantillon. Dans cette fraction de nombreux plagioclases sont visibles.

➤ Analyse de la luminescence du quartz

La méthode de régénération sur aliquote (Single Aliquot Regeneration : SAR)

Les grains de quartz ont été analysés à l'aide du protocole développé par Murray et Wintle (2000 ; 2003), nommé « Single Aliquot Regeneration » ou protocole SAR. La principale hypothèse de ce protocole est que la sensibilité du signal de luminescence mesurée en laboratoire est directement proportionnelle à la sensibilité du signal de luminescence de la dose régénérée lors de la mesure précédente. Ce protocole permet la mesure de la dose équivalente (D_e) de l'échantillon. On utilise le terme dose équivalente car les radiations en laboratoire utilisées pour construire une courbe de réponse d'un échantillon, consiste seulement en des rayons gammas (γ) ou de particules beta (β), alors que dans l'environnement les radiations absorbées par l'échantillon proviennent des particules γ et β , de rayons γ , et de rais cosmiques.

✓ **Instrumentation**

Les instruments permettant une analyse du signal lumineux généré par le quartz, sont montés avec un « tube multi-photons » (PMT) qui joue le rôle de détecteur, et qui est typiquement monté au-dessous des échantillons avec un espace permettant l'application de filtres

optiques (Voir schéma en Figure II-15B). Les diodes électroluminescentes DEL (numérotées 3 en Figure II-15A) vont émettre un stimulus lumineux avec une longueur d'onde λ_1 , émise dans les longueurs d'ondes du bleu (446-500 nm). Les grains de quartz, collés à l'aide de silicone sur des disques métalliques, à raison d'une centaine par disque, vont alors émettre des photons avec une longueur d'onde λ_2 , et grâce à un système de miroirs et filtres, ces signaux lumineux vont être collectés par le tube PMT. La fenêtre de détection des tubes utilisés se situe entre 300-380 nm, lorsqu'on utilise une source de stimulation optique dans les ondes vertes ou bleues. De plus, une source radioactive permet de recréer des doses régénératives auxquelles les grains de quartz seront soumis afin de construire une courbe dose-réponse. Nous avons utilisé une source de rayonnement beta permettant de délivrer une dose de 4.44 Gy/min. Un carrousel permet la mesure de plusieurs aliquotes³ pour un même échantillon (Figure II-15A).

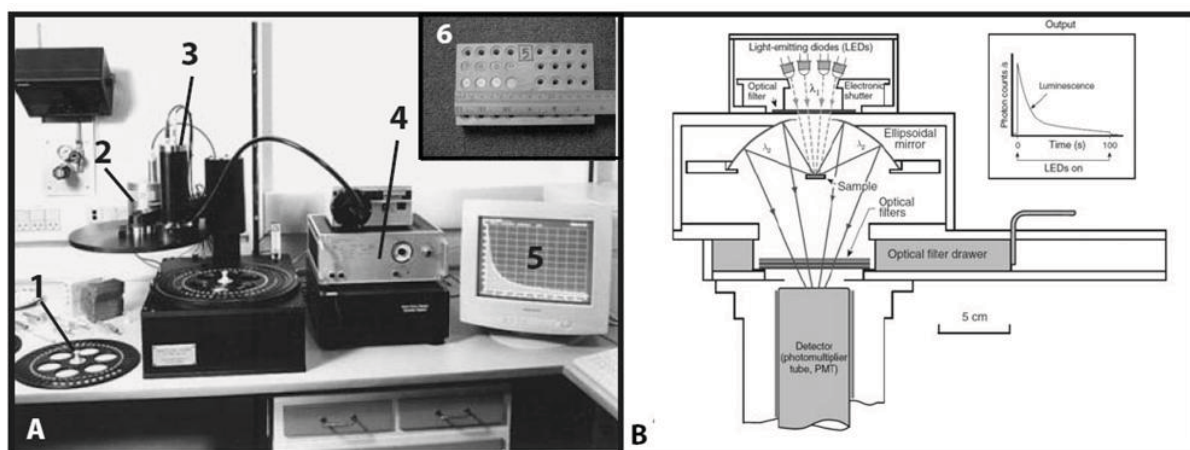


Figure II-15 : Instrumentation pour le protocole SAR. A) Photographie du matériel utilisé au cours de la thèse. 1- Carrousel, 2- Source radioactive β , 3- LED d'émission, 4- Appareils de contrôle de mesures, 5- Ordinateur, 6- Disques métalliques utilisés pour les mesures.

B) Schéma illustrant le fonctionnement de l'appareillage OSL (d'après Lian et Huntley, 2001).

✓ Construction de la courbe dose-réponse

Pour calculer la dose équivalente d'une aliquote, on utilise un protocole comportant huit étapes principales, permettant de construire une courbe dose-réponse (Table 1). La première approche du protocole est l'ajout d'une dose régénérative D_i , dont on mesurera la réponse lumineuse (L_n). Les étapes correspondantes vont de 1 à 8 dans la Table 1.

- La première étape de ce protocole est la mesure de l'intensité du signal lumineux naturel (L_i) de l'aliquote i (étapes 1 à 4).

³ T. de Mathématiques. Qui est contenu un nombre exact de fois dans un tout

- Dans un second temps, la dose naturelle contenue dans l'échantillon sera reproduite par l'ajout par une source radioactive d'une dose proche de la dose naturelle. Cette dose ajoutée est appelée **dose test D_t** , dont on mesurera l'intensité lumineuse (T_n) lors des étapes 5 à 8 présentées en Table 1.
- L'intégralité du cycle de mesure (étapes 1 à 8) sera de nouveau générée mais avec l'ajout d'une dose D_{ix} , qui sera différente de la dose naturelle D_n . Le signal lumineux (L_{ix}) émis par l'aliquote en réponse à cette dose D_{ix} sera mesuré en étape 3. Généralement, on introduit au cours des cycles de mesures successifs, les doses suivantes : $D_{i1} < D_n$, puis $D_{i2} = 2 \cdot D_{i1}$ et $D_{i3} = 2 \cdot D_{i2}$. Il faut noter que la dose fournie lors du *dose test* (étapes 5 à 8) ne sera pas modifiée au cours du protocole de mesure. Si la dose régénérée lors du *dose test* est proche de la dose naturelle de l'échantillon, on mesurera alors des intensités lumineuses telles que : $T \sim T_1 \sim T_2 \sim T_3$.
- Entre ces cycles de régénération, le signal lumineux de l'aliquote sera mesuré lorsqu'aucune dose régénérative n'est appliquée. On appelle ce cycle de mesure le **test de récupération**. Théoriquement, aucune réponse lumineuse ne devrait être enregistrée lors de ce test, mais il existe souvent un transfert de charges entre les défauts électroniques du minéral, dû à l'irradiation précédente, causant alors un signal lumineux non nul. Pour que le test de récupération soit validé, il faut que cette valeur soit inférieure à 5% de la dose naturelle (Wintle et Murray, 2000).

Etapes	Traitements	Mesures - Observations
1	Ajout de la dose régénérative D_i (zéro dans le cas naturel)	
2	Préchauffage entre 160°C et 300°C pendant 10s	
3	Stimulation pendant 40s à 125°C	Li
4	Chauffage à 330°C et stimulation pendant 40s	
5	Ajout de la dose test D_t (Test dose)	
6	Préchauffage entre 160 et 300°C pendant 10s	
7	Stimulation pendant 40s à 125°C	Ti
8	Chauffage à 330°C et stimulation pendant 40s	

Tableau 1 : Exemple d'un protocole SAR avec les étapes pour un cycle de mesures. Ces étapes seront répétées pour une gamme de dose régénératrices D_{ix} .

✓ Estimation de la dose équivalente

Après ces différents cycles de mesures, il existe une relation de proportionnalité entre L_{ix} et T_{ix} , si la dose régénérative D_t est gardée constante lors d'un cycle de mesure. Les don-

nées de L et T sont alors reportées et, à partir de ces valeurs, on obtient une courbe dose – réponse.

Sur les graphiques A et B en Figure II-16, le signal lumineux, appelé Sensibilité OSL (*OSL response*), représente en fait le rapport L/T , c'est-à-dire la réponse de la luminescence générée par l'aliquote par rapport à la réponse de la luminescence du *dose test*. La dose équivalente D_e , est alors obtenue par projection du signal naturel sur la courbe dose–réponse (Figure II-16D).

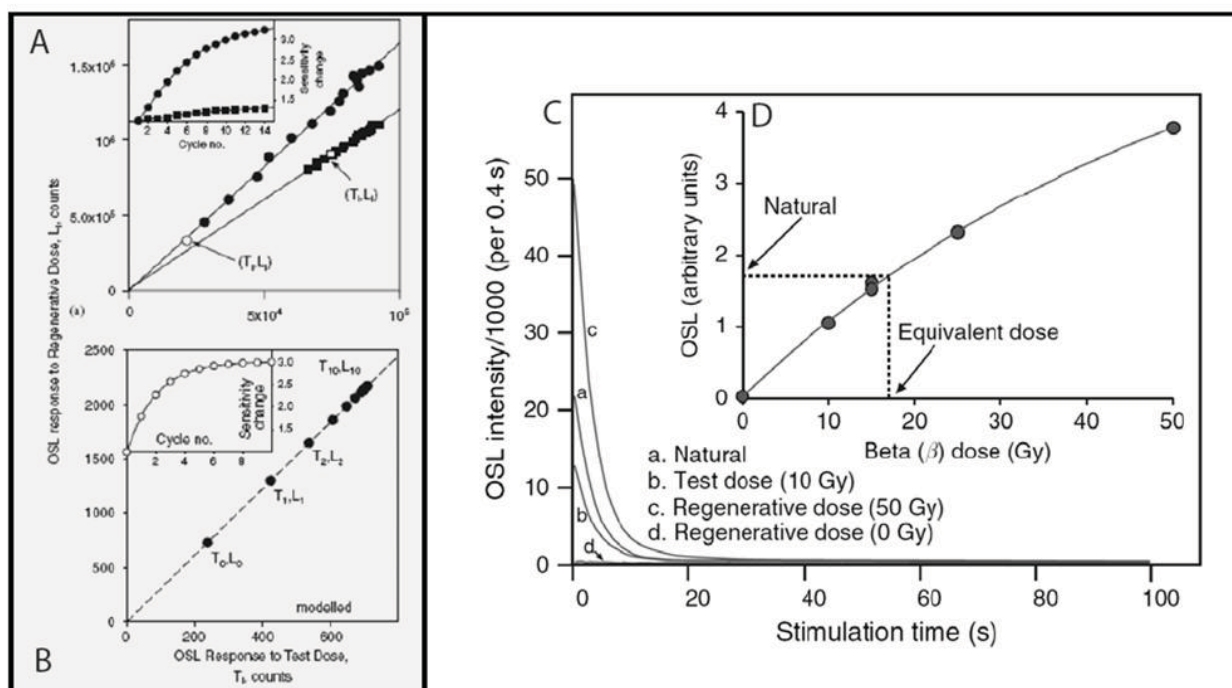


Figure II-16 : Exemples de signaux de luminescence optique. Données expérimentales montrant le rapport d'une réponse du signal lumineux (L) pour des doses régénératives en fonction de la réponse du signal lumineux (T) pour des *dose test* (d'après Chen et al., 2001). A) Exemple de quartz chauffés avec une dose régénérative de 4.5 Gy et un *dose test* de 0.27 Gy pour 15 cycles de mesures (cercles). Exemple de données pour une dose régénérative de 57.3 Gy avec un *dose test* de 11.3 Gy pour 20 cycles de mesures (carrés). Les mesures d'équivalence naturelle sont également présentées (cercle et carré blancs). La proportionnalité entre L et T est soulignée par la linéarité des mesures. B) Données modélisées pour un dose régénérative de 100 Gy et un *dose test* de 25 Gy pour 10 cycles de mesures. C) Mesures des intensités lumineuses du signal pour différentes doses régénératives : a) signal naturel – b) pour une *dose test* de 10 Gy – c) pour un *dose test* de 50 Gy – d) pour un *dose test* de 0 Gy (test de récupération). D) Courbe dose–réponse d'un protocole SAR (en bleu) avec projection du signal naturel (en pointillés) permettant le calcul d'une dose équivalente de ~17 Gy (d'après Lian and Roberts, 2006). La dose beta (β) correspond au nombre de secondes auxquelles l'échantillon a été exposé. La notation en Gy est souvent incorrecte, mais la plus couramment utilisée. Elle correspond au produit de la dose D (en sec) divisé par le standard machine (en Gy/sec).

Pour déterminer une dose équivalente moyenne sur l'ensemble des n aliquotes, on utilise les données issues du maximum d'aliquotes ayant remplies les conditions nécessaires à savoir un signal lumineux stable et un test de récupération inférieur à 5%. En combinant l'ensemble des doses équivalentes, on obtient alors un histogramme de répartition des doses

(Figure II-17) à partir duquel la dose équivalente moyenne et la précision de la mesure vont être déterminées.

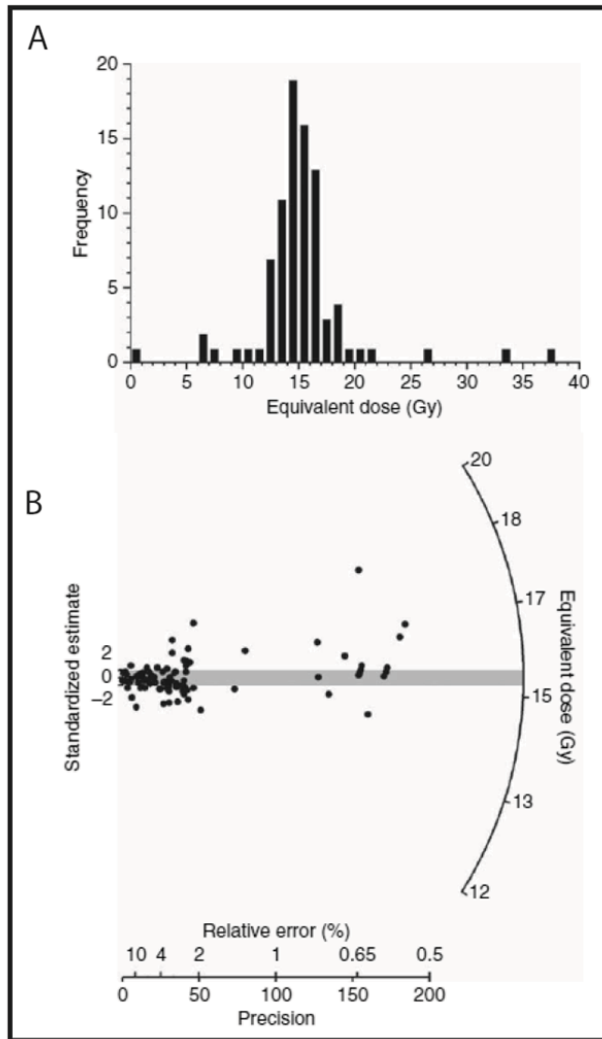


Figure II-17 : A) Représentation des répartitions des doses équivalentes dans un histogramme de répartition des doses équivalentes (d'après Lian et Roberts, 2006). Cet échantillon présenté montre que certaines doses équivalentes (1Gy, 26 Gy, 34 Gy, 37 Gy). Ces doses semblent ne pas correspondre à la population de doses équivalentes représentatives de cet échantillon (de 7 à 23 Gy).

B) Représentation radiale des doses équivalentes du même échantillon en suivant les instructions de Galbraith et al. (1999). La plage grisée représente l'incertitude à 2σ de la dose équivalente moyenne de l'échantillon.

✓ Détermination des âges

L'ensemble des doses équivalentes obtenues pour un ensemble d'aliquotes vont servir au calcul de l'âge d'enfouissement du sédiment. Plusieurs méthodes d'estimation de la dose équivalente moyenne sont possibles et ont été définies par Galbraith et al. (1999).

Une dose équivalente pour l'âge commun (*common age*) est calculée suivant :

$$\delta = \frac{\sum_{i=1}^n w_i \times \delta_i}{\sum_{i=1}^n w_i}, \text{ avec } w_i = 1/S_i^2 \quad (1)$$

Où δ est le log de la dose équivalente moyenne ($\delta = \ln D_e$),

S_i est le rapport de l'incertitude S_e de l'aliquote i sur la valeur de la dose équivalente de l'aliquote i .

L'erreur-type de la dose équivalente moyenne sera alors définie par :

$$SE = \frac{1}{\sqrt{\sum_{i=1}^n w_i}}$$

Une dose équivalente pour un âge central (*central age*) peut être calculée suivant :

$$\delta = \frac{\sum_{i=1}^n w_i \times \delta_i}{\sum_{i=1}^n w_i}, \text{ avec } w_i = 1/(\sigma^2 + S_i^2) \quad (2)$$

Dans l'équation (2) les valeurs σ et δ sont deux inconnues. Dans ce cas précis, σ peut être interprété comme étant le coefficient de variation de l'échantillon. Pour déterminer la valeur de la dose équivalente moyenne δ de l'échantillon il faut calculer un σ qui remplisse la condition suivante :

$$\sum_{i=1}^n w_i^2 (\delta_i - \delta)^2 = \sum_{i=1}^n w_i$$

L'erreur-type de la dose équivalente moyenne sera alors définie par :

$$SE = \frac{1}{\sqrt{\sum_{i=1}^n w_i}}$$

Et l'erreur sur la valeur de σ sera définie par :

$$SE(\sigma) = 1/\sqrt{(2\sigma^2 \cdot \sum_{i=1}^n w_i^2)}$$

➤ Analyse de la luminescence du feldspath

La méthode des aliquotes multiples (Multiple Aliquotes Additive Dose : MAAD)

Ce protocole est utilisé pour l'analyse du signal lumineux (*Infrared Stimulated Luminescence* ou IRSL) généré par les grains de feldspath dans le spectre des infrarouges (Richardson et al., 1997 ; Aitken, 1998 ; Forman et Pierson, 2002). Contrairement à la méthode de régénération présentée ci-dessus, à l'issue de ce protocole, seule une dose équivalente sera estimée pour l'ensemble des aliquotes.

✓ **Normalisation des feldspaths**

Afin de comparer le signal de luminescence émis par les aliquotes, il est nécessaire de normaliser les aliquotes entre eux. En effet, les aliquotes présentent des luminescences différentes car chacune contient des centaines de grains individuels et chaque grain présente une sensibilité lumineuse différente. Ceci implique donc que chacune des aliquotes soumises à

une dose d'irradiation émette un signal lumineux différent, certains grains émettant plus de luminescence que d'autres. Le signal mesuré sur une aliquote peut être dominé par la luminescence d'un nombre réduit de grains.

Pour compenser les différences intrinsèques à chaque aliquote, tous les aliquotes d'un même échantillon sont initialement normalisés. Cette étape de normalisation s'effectue avant l'irradiation des disques pour la procédure finale. Cette technique consiste à stimuler brièvement (moins de 0.1 seconde) chaque aliquote avant toute autre étape de mesures. Cette stimulation ne permet pas le blanchiment de l'aliquote et n'altère que 1% des grains présents, ce qui permet une utilisation de l'aliquote pour les étapes de mesures suivantes.

Un facteur de normalisation N est calculé pour chaque aliquote : $N_i = \frac{n_i}{\bar{n}}$

Où N est le facteur de normalisation,

n_i , l'intensité naturelle de l'aliquote i ,

\bar{n} , la moyenne des intensités lumineuses.

✓ Estimation de la dose équivalente

Contrairement au protocole SAR, on utilise l'ensemble des 24 aliquotes pour fournir une seule dose équivalente. Les aliquotes ne seront soumises qu'à une seule étape d'irradiation et sont divisées selon le protocole suivant :

- 4 aliquotes sont exposées pendant 72 h à la lumière du soleil et seront donc blanchies,
- 4 aliquotes ne sont pas irradiées et contiennent donc une dose naturelle N ,
- 4 aliquotes sont irradiées par une source afin que la dose totale soit proche de $N+\beta$,
- 4 aliquotes sont irradiées afin que la dose totale soit proche de $N+2\beta$,
- 4 aliquotes sont irradiées afin que la dose totale soit proche de $N+4\beta$,
- 4 aliquotes sont irradiées afin que la dose totale soit proche de $N+8\beta$.

Le matériel utilisé pour l'étape d'irradiation est un « *daybreak* » avec une source β permettant de délivrer une dose de 1.95 Gy/min pour des matériaux jeunes, et un « *daybreak* » avec une source β de 3.71 Gy/min associée à une source alpha (α) de 0.6 Gy/min pour des matériaux que l'on suppose âgés.

Les échantillons sont ensuite soumis à un préchauffage à 124°C pendant 68 h dans un four avant de passer à l'étape de mesure. Lors de l'étape de mesure, le signal de luminescence de chaque aliquote sera enregistré, et ce signal sera calibré en fonction du facteur de normali-

sation. La Figure II-18 présente la courbe de croissance issue d'un ensemble d'aliquotes permettant d'estimer une dose équivalente pour un échantillon donné.

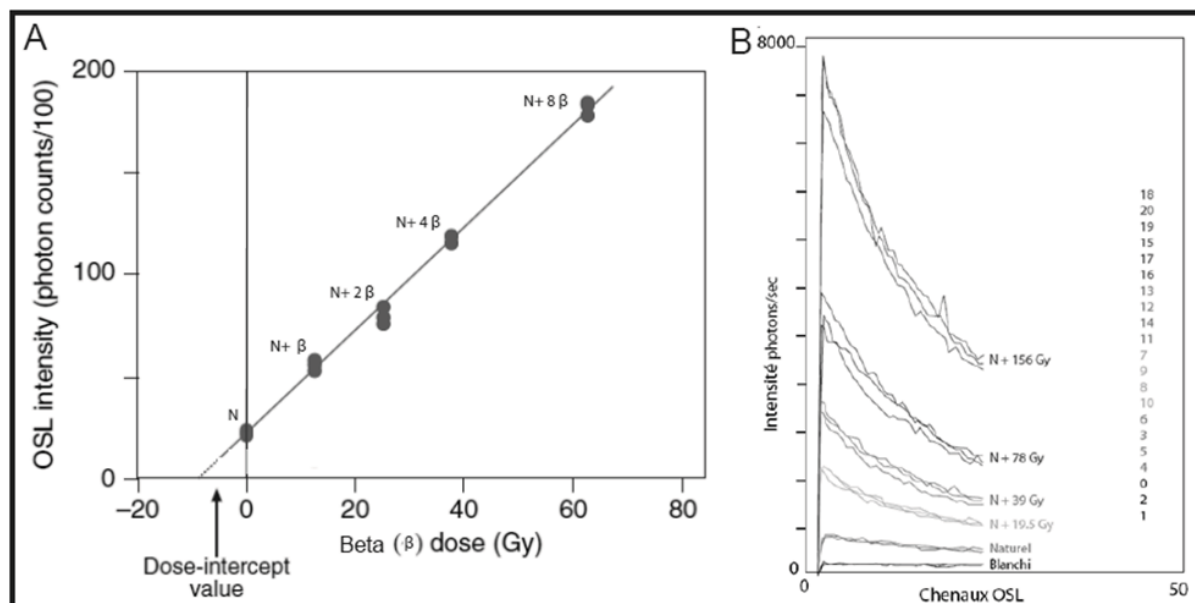


Figure II-18 : Exemple de courbes - résultats pour un échantillon IRSL avec le protocole MAAD. A) Exemple des courbes permettant de voir les différentes intensités lumineuses des aliquotes après irradiation à doses connues. B) Exemple de courbes de décroissance du signal lumineux pour un échantillon donnée selon les différentes doses ajoutées, après normalisation des aliquotes. Les chiffres de droite correspondent au numéro des aliquotes.

✓ Instabilité du feldspath (*fading*)

Le phénomène de *fading* est un processus « anormal » mais qui s'effectue naturellement dans les grains de feldspaths potassiques. Le *fading* se traduit par une perte du signal de luminescence au cours du temps, entraînant alors une sous-estimation des âges (Huntley et Lamothe, 2001). Cette instabilité peut être de trois types :

- Une instabilité thermique à court terme affectant les pièges électroniques peu profond.
- Une instabilité thermique à long terme résultant d'une vidange des pièges électroniques profonds à température ambiante.
- Une instabilité athermique ou *anomalous fading* qui correspond à une décroissance de la luminescence au cours du temps. Ce phénomène est aujourd'hui reconnu comme étant le principal facteur conduisant à une sous-estimation des âges des feldspaths, et c'est cette instabilité qui a été prise en compte lors des différentes mesures des signaux IRSL.

Afin de remédier à cette décroissance anormale du signal lumineux pour les feldspaths, une correction va donc être apportée. En laboratoire, le *fading* se détecte en mesurant le signal lumineux d'aliquotes stockées 21 jours, et ayant reçues la même dose

d'irradiation que des aliquotes « tests », mesurées quelques heures après l'irradiation. L'un des principes de ce protocole est que l'intensité lumineuse, pour chaque aliquote mesurée, décroît linéairement avec le logarithme du temps écoulé depuis l'irradiation. C'est donc à partir de la différence entre les intensités lumineuses que la valeur corrective nommée g , qui s'exprime en % par décade, va être estimée (Auclair et al., 2003). Cette procédure corrective est généralement appliquée pour des sédiments d'âges inférieurs à 50-100 ka.

Pour illustrer l'estimation de cette valeur corrective, nous prendrons l'exemple d'un échantillon fictif nommé EX-1. Les intensités lumineuses mesurées se trouvent en Table 2, et d_1 et d_2 correspondent aux rapports de la moyenne des intensités lumineuses des radiations immédiates sur la moyenne des intensités lumineuses des radiations après 21 jours de stockage.

Le *fading* (F) se calcule par la relation :

$$F = (1-d_2)*100 \quad (3)$$

Le facteur correctif g se calcule grâce à la relation suivante :

$$g = F / [\log(t_c) - \log(P)] \quad (4)$$

Où t_c est le temps de stockage (21 jours) en seconde,

P est le temps écoulé dans la machine entre l'irradiation et la mesure (< 24h) en seconde.

Anomalous Fading pour EX-1: à 124°C pour 64 h			F = 5 %	Après préchauffe	
21 jours	stocké, radiation	$d_1=0,96$	stocké, naturel	4890	$d_2=0,95$
	8086			4588	
	7475			4383	
	7935			4573	
	7563 7 765			4 609	
	Immédiat, radiation		Immédiat, naturel		
	7074			4571	
	7982			4541	
	7631			4239	
	7064 7 438			4082 4 358	
Naturels sont autour de 4%					

Table 2: Exemple d'un tableau utilisé pour le test de *fading*. Les intensités lumineuses de deux échantillons sont comparées, pour des aliquotes ne contenant que le signal naturel et pour des aliquotes contenant le signal naturel et une dose d'irradiation connue. Toujours dans cet exemple, le *fading* F vaut 5% ; ainsi pour un *fading* de 5 %, la valeur g est de 3.78 % par décade.

✓ **Détermination de l'âge**

Cette valeur g va alors permettre une correction de l'âge de l'échantillon à partir des équations définies par Huntley et Lamothe (2001), avec une itération de $n=10$:

$$Tf = T_{fo} / (1 - [K \ln \frac{T}{t_c} - 1]) \quad (5)$$

Où Tf est l'âge corrigé de l'échantillon en ka,

T_{fo} , l'âge non corrigé de l'échantillon en ka,

K , le facteur kappa correspondant à $g/230$,

T , un âge corrigé à l'étape $n-1$ en ka,

t_c , le temps de stockage de 21 jours en ka.

Ainsi pour un échantillon EX-1, l'âge non corrigé du *fading* est estimé à 10 ± 1 ka. Après correction d'un *fading* de 5%, l'âge corrigé sera de 12.3 ± 1.2 ka (Table 3).

Data Inputs

Sample ID	EX-1
Uncorrected Age (ka)	10 ± 1
Fading test interval (days)	21
Machine time between irradiation and measurement (sec)	86400
Fading during test (%)	5 ± 0,5

Results

		g =	3,78	%/decade
		kappa =	0,016441	
Iteration	Corrected Age	12,275	±	1,229
0	10,000000			
1	12,224148			
2	12,273688			
3	12,274690			
4	12,274710			
5	12,274710			
6	12,274710			
7	12,274710			
8	12,274710			
9	12,274710			
10	12,274710			

Support Sector	
tc (sec)	1814400
tc (days)	21
tc (ka)	5,75E-05

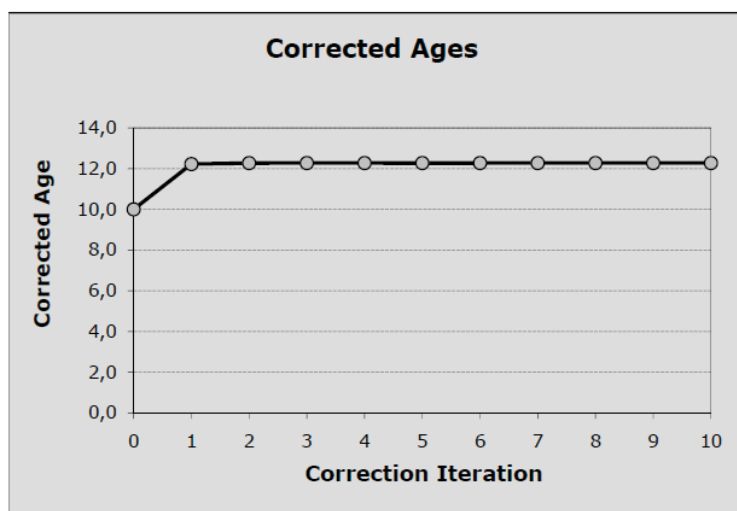


Table 3 : Exemple d'une feuille de calcul utilisée pour l'estimation de l'âge de l'échantillon EX-1, après correction d'une valeur de *fading* de 5%, sur un échantillon tout d'abord estimé à 10 ± 1 ka.

➤ Détermination de la dose annuelle

Pour chaque échantillon, les concentrations en potassium (K), uranium (U), et thorium (Th) sont déterminées, permettant ainsi d'estimer la dose annuelle de radiation naturelle D_r que l'échantillon a reçu. Cette dose annuelle, exprimée en Gy/ka, est compilée à partir des données en U, K et Th, par la méthode décrite par Aitken (1985).

Pour déterminer la dose annuelle, environ 600 grammes de matériel sec sont analysés en suivant les instructions de Murray et al. (1987). Chaque dose annuelle est calculée en utilisant les concentrations radiogéniques de U, K et Th en fonction de la profondeur

d'enfouissement, de l'altitude, de la latitude magnétique (Prescott et Hutton, 1988), de la teneur en eau, et en supposant une densité de matériel de l'ordre de 2.0 g/cm^3 .

II.2.2.3. Discussion sur l'utilisation de la luminescence

➤ Quartz ou feldspath : que choisir ?

Les deux minéraux les plus utilisés en luminescence sont le quartz et le feldspath car ils sont très abondants dans les principales roches. Cependant, comme présenté ci-dessus, il existe des différences entre les protocoles de mesures de ces deux minéraux qui découlent directement des propriétés intrinsèques des deux minéraux, comportant chacun des avantages et inconvénients (Table 4).

QUARTZ		FELDSPATH	
<i>Avantages</i>	<i>Inconvénients</i>	<i>Avantages</i>	<i>Inconvénients</i>
Haute résistance à l'érosion	Relativement faible luminescence. Certain quartz n'émettent aucun signal	Saturation lumineuse à plus forte dose que le quartz	Résistance inférieure que le quartz à l'érosion
Minéral lessivé plus rapidement à la lumière du soleil que le feldspath	Saturation à faible dose en comparaison du feldspath	Intensité lumineuse largement supérieure que le quartz	Pertes de charges (fading)
Pas de pertes de charges (fading)	Transfert thermique peut être relativement important	Mesure peut se faire en mélange avec d'autres minéraux	lessivage total plus long que le quartz, conduisant à des problèmes de surestimation de l'âge

Table 4 : Tableau des avantages et inconvénients de l'utilisation des fractions de quartz et feldspath.

✓ **Le temps nécessaire au blanchiment de l'échantillon**

L'un des principaux critères pour le choix de la fraction minérale analysée va être le problème du blanchiment des grains avant l'étape d'enfouissement du matériel. Il a été montré que ces deux minéraux ne sont pas blanchis de manière identique pour des temps égaux d'exposition à la lumière du soleil. La Figure II-19 présente les intensités du signal lumineux au cours du temps pour différentes fractions minérales. Les quartz sont entièrement blanchis pour un temps d'exposition à la lumière du soleil de moins de 20h, alors que le feldspath demande un temps d'exposition beaucoup plus long. Cette différence est particulièrement importante lorsque ces deux fractions minéralogiques sont comparées après un court temps de transport.

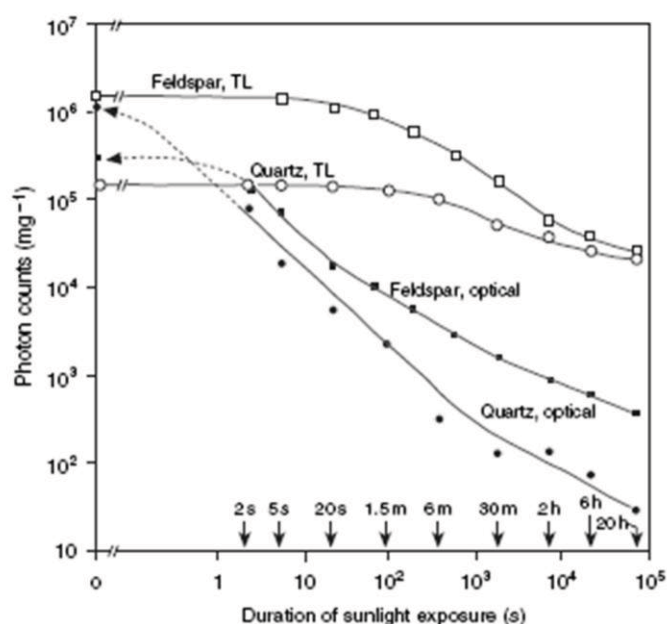


Figure II-19 : Etat du blanchiment en fonction du temps d'exposition à la lumière, pour des grains de quartz et feldspath (d'après Godfrey-Smith et al., 1988). TL : Thermoluminescence.

De plus, Smith et Rhodes (1994) ont montré que trois composantes sont responsables du signal lumineux du quartz, et que ces composantes présentent des caractéristiques différentes : une composante rapide (*Fast*), une composante intermédiaire (*Medium*) et une composante lente (*Slow*). Les composantes rapides et intermédiaires sont entièrement blanchies après une exposition à la lumière du soleil pour seulement quelques secondes, alors que la composante lente est blanchie pour un temps d'exposition plus long.

Ces différentes composantes sont affectées différemment par les traitements optiques et thermiques et contribuent à des changements de sensibilité dans le signal de luminescence du quartz, conduisant à des instabilités lors des cycles de mesures.

✓ La saturation du signal lumineux

Les intensités du signal lumineux du quartz et du feldspath peuvent présenter des niveaux de saturation. Généralement, cette saturation du signal lumineux ne permet donc pas de mesurer des échantillons présentant des doses équivalentes supérieures à 200 Gy pour le quartz, et supérieures à 600 Gy pour le feldspath. En comparaison du quartz, le feldspath présente ainsi l'avantage d'avoir un signal lumineux qui sature pour des hautes doses de radiations.

Cette saturation du signal peut être due aux nombres de défauts électroniques contenus dans un grain mais est surtout due aux doses de radiations naturelles D_r reçues au cours du temps. Plus la dose annuelle est élevée, et plus vite l'échantillon présentera une saturation de son signal lumineux (i.e. $\text{Age} = D_e/D_r$). Cette valeur de dose annuelle est à la nature des maté-

riaux sources. Ainsi, pour des matériaux de type plutonique, la forte teneur en uranium et thorium est responsable d'une dose annuelle élevée. Cela conduira à une saturation rapide du matériel, et donc à l'incapacité de dater des dépôts quaternaires anciens.

➤ **Le problème de la surestimation/sous-estimation des âges**

En luminescence, une des hypothèse de base utilisée est que le matériel est bien blanchi avant son dépôt lors de son cycle de transport (Murray et al., 1995 ; Olley et al., 1998 ; Wintle et Murray, 2006). L'utilisation de la luminescence donne de bons résultats pour dater des sédiments éoliens car les processus de saltation, reptation et suspension des grains permettent une exposition suffisante du matériel à la lumière du soleil (e.g. Bray et Stokes, 2004 ; Frechen et al., 2009). Cependant, les sédiments déposés par des processus gravitaires (colluvions) ou par des processus hydrauliques (alluvions, sédiments glaciaires) présentent souvent des grains qui ont été mal exposés à la lumière du soleil. Plusieurs problèmes peuvent être rencontrés lors de l'utilisation de la luminescence, les trois principaux étant :

- ***Le type de sédiment*** : une comparaison entre sables éoliens et sables fluviaux montre que la dispersion des doses équivalentes au sein d'un même échantillon est beaucoup plus grande en milieu fluvial qu'en milieu éolien (Figure II-20A). Cette dispersion est responsable d'une mauvaise estimation de la dose réelle pour de très jeunes sables fluviaux, conduisant à une surestimation et à une grande incertitude sur l'âge des sédiments datés (Table 5). Cette dispersion diminue néanmoins avec l'augmentation de l'âge du sédiment.
- ***Le blanchiment partiel*** : plusieurs études ont également démontré que le problème de blanchiment incomplet du matériel et la dispersion de la dose équivalente sont détectables pour des sédiments très jeunes (Figure II-20B). Ce phénomène de blanchiment incomplet conduit généralement à une surestimation de l'âge du matériel (e.g. Wallinga, 2002 ; Jain et al., 2004 ; Madsen et Murray, 2009).

Afin de minimiser ces problèmes de surestimation de la dose équivalente moyenne au sein de sédiments récents, il est conseillé d'estimer cette dose équivalente en utilisant le « modèle de l'âge minimum » (*Minimum Age Model*) défini par Galbraith et al. (1999). Cet âge minimum peut être calculé en utilisant la formule suivante :

$$f_i(z) = \frac{p}{\sqrt{2\pi s_i^2}} \exp\left\{-\frac{(z-\gamma)^2}{2s_i^2}\right\} + \frac{1-p}{\sqrt{2\pi(\sigma^2 + s_i^2)}} \frac{1 - \Phi\left(\frac{\gamma - \mu_0}{\sigma_0}\right)}{1 - \Phi\left(\frac{\gamma - \mu}{\sigma}\right)} \exp\left\{-\frac{(z-\mu)^2}{2(\sigma^2 + s_i^2)}\right\}$$

$$\mu_0 = \frac{\mu/\sigma^2 + z/s_i^2}{1/\sigma^2 + 1/s_i^2}, \quad \sigma_0 = \frac{1}{\sqrt{1/\sigma^2 + 1/s_i^2}}$$

Où la dose équivalente minimale γ est déterminée pour une répartition des doses selon une distribution en loi normale.

Cette équation sera résolue lorsque la valeur L attendra sa valeur maximale avec :

$$L = \sum_{i=1}^n \ln f_i(\hat{\delta}_i).$$

La détermination de quatre paramètres est alors nécessaire :

- p , qui correspond au pourcentage de grains blanchis,
- γ , la dose équivalente minimale pour un maximum de grains blanchis,
- μ , la dose équivalente de l'échantillon (i.e. modèle de l'âge central),
- σ , le coefficient de variation de l'échantillon (i.e. modèle de l'âge central),

Il existe alors plusieurs solutions possibles (ou aucune), et on parle d'âge minimum à 4 paramètres (*MAM-4*).

Afin de simplifier cette équation, on peut faire l'hypothèse que $\gamma = \mu$, et on parle alors d'âge minimum à trois paramètres (*MAM-3*) et il existe alors qu'une seule solution remplissant ces conditions.

- **La taille des grains** : les sédiments contiennent des fractions différentes de grains au sein d'un même matériel. Or, selon la fraction analysée, la valeur de la dose équivalente n'est pas toujours la même. Ainsi, Olley et al. (1998) et Colls et al. (2001) ont montré que la matrice la plus grossière du matériel est plus facilement blanchie que les fractions les plus fines (Figure II-20C).

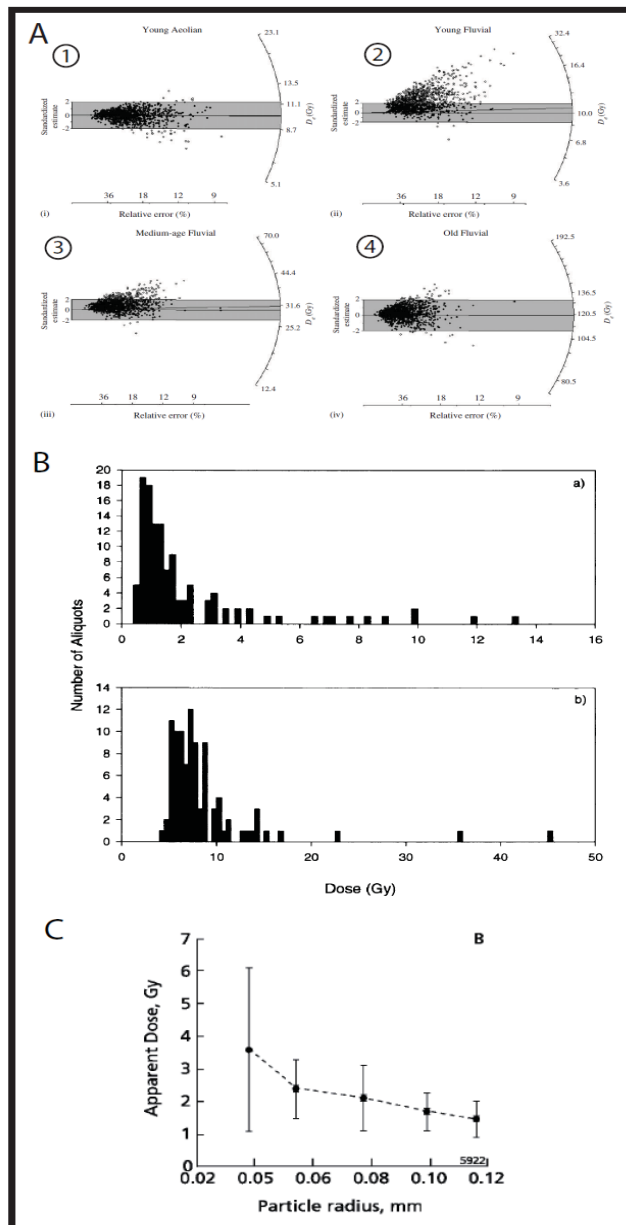


Figure II-20 : A) Radial Plot montrant les dispersions des doses équivalentes pour différents types de dépôts : 1- Sable éolien récent, 2- Sable fluvial récent, 3- Sable fluvial intermédiaire, 4- Sable fluvial ancien (d'après Bailey et Arnold, 2006). La ligne grisée représente l'erreur à 2σ de la dose équivalente moyenne de l'échantillon. Les grains se situant en dehors de cette barre indiquent qu'il existe une dispersion des doses équivalentes au sein du même échantillon.

B) Comparaison des répartitions des doses équivalentes pour deux sables fluviaux récents, collectés dans une même unité et contenant chacun entre 60 et 100 aliquotes (d'après Olley et al., 1999).

C) Comparaison entre dose équivalentes et diamètres des grains sur un même échantillon (d'après Olley et al., 1998).

Table 1. An overview of quartz OSL dating results on samples younger than 500 years.

Author	Sample	Deposit	D _e (mean, se)	Method	Preheat	Grain size (μm)	Aliquot size (grains)	n ^a	OSL age (years) (mean, se)	Expected age (years)
Colls <i>et al.</i> (2001)	Loire River, 19/1	Pointbar	1.9 ± 0.3	SAR	10s 280°C	90–212	~3500 ^{c1}	6	350 ± 70	'modern'
	Loire River, 19/1	Pointbar	1.4 ± 0.3	SAR	10s 280°C	425–600	~300 ^{c1}	6	300 ± 60	'modern'
Jain <i>et al.</i> (1999)	97-TR-131	River Bed	0.16 ± 0.04	MAAD	5m 220°C	105–150	–	–	–	'modern'
Murray <i>et al.</i> (1995), Murray (1996)	Tug. Creek/938007	Overbank	0.40 ± 0.04	SARA	10s 190°C	90–250	~1800 ^{c2}	3	100 ± 13	5–300
Murray (1996)	938001	Overbank	1.07 ± 0.05	SARA	10s 190°C	106–212	~1500 ^{c2}	6	300 ± 25	190–440
Murray <i>et al.</i> (1995)	Bega River Estuary	Overbank	0.21 ± 0.04	SARA	10s 200°C	90–250	~150 ^{c2}	120	– ^d	< 10
	Murrumbidgee River at Hay	Channel	1.05 ± 0.11	SARA	10s 200°C	90–250	~150 ^{c2}	120	– ^d	< 30
	Barwon River at Walgett	Channel	3.7 ± 0.5	SARA	10s 200°C	90–250	~150 ^{c2}	120	– ^d	< 10
	Farm dam	Channel	4.0 ± 0.3	SARA	10s 200°C	90–250	~150 ^{c2}	144	– ^d	< 30
Olley <i>et al.</i> (1998)	Taemas Bridge, ME95002/2	Sand bar	1.24 ± 0.25	SAR ^b	10s 230°C	125–180	60–100	116	– ^d	'modern'
	Taemas Bridge, ME95041B	Flood	2.7 ± 0.4	SARA	10s 230°C	90–125	–	2	730 ± 110	70
	Taemas Bridge, ME95041B	Flood	2.6 ± 0.4	SARA	10s 230°C	125–180	–	3	690 ± 120	70
	Taemas Bridge, ME95041B	Flood	2.17 ± 0.53	SAR ^b	10s 230°C	125–180	60–100	~100	590 ± 150 ^d	70
	Taemas Bridge, ME95041B	Flood	1.5 ± 0.3	SARA	10s 230°C	180–212	–	3	400 ± 70	70
	Namoi River, 0–4 cm	Floodchannel	1.1 ± 0.3	SAR ^b	10s 230°C	90–180	60–100	~100	520 ± 170 ^d	< 200
	Namoi River, 14–16 cm	Floodchannel	0.96 ± 0.13	SAR ^b	10s 230°C	90–180	60–100	~100	420 ± 70 ^d	< 200
	Namoi River, 27–29 cm	Floodchannel	1.31 ± 0.17	SAR ^b	10s 230°C	90–180	60–100	~100	550 ± 90 ^d	< 200
	Namoi River, 42–44 cm	Floodchannel	1.49 ± 0.62	SAR ^b	10s 230°C	90–180	60–100	~100	680 ± 290 ^d	< 200
	Namoi River, 66–68 cm	Floodchannel	2.54 ± 0.32	SAR ^b	10s 230°C	90–180	60–100	~100	1150 ± 170 ^d	< 200
Stokes <i>et al.</i> (2001)	Colorado River, 817/1	Pointbar	1.3 ± 0.26	SAR	10s 200°C	90–150	–	10	648 ^d	'modern'
	Colorado River, 817/2	Pointbar	0.19 ± 0.01	SAR	10s 200°C	90–150	–	10	95 ^d	'modern'
	Colorado River, 817/3	Pointbar	0.7 ± 0.07	SAR	10s 200°C	90–150	–	10	349 ^d	'modern'
	Colorado River, 817/4	Pointbar	0.23 ± 0.01	SAR	10s 200°C	90–150	–	10	115 ^d	'modern'
	Loire River, 0 km	Bed load	14.0	SAR ^b	10s 200°C	90–150	–	10	3390 ^{de}	'modern'
	Loire River, 0.1 km	Bed load	4.3	SAR ^b	10s 200°C	90–150	–	10	1225 ^{de}	'modern'
	Loire River, 1 km	Bed load	3.3	SAR ^b	10s 200°C	90–150	–	10	1202 ^{de}	'modern'
	Loire River, 10 km	Bed load	3.5	SAR ^b	10s 200°C	90–150	–	10	1083 ^{de}	'modern'
	Loire River, 100 km	Bed load	2.5	SAR ^b	10s 200°C	90–150	–	10	730 ^{de}	'modern'
	Loire River, 300 km	Bed load	0.5	SAR ^b	10s 200°C	90–150	–	10	158 ^{de}	'modern'
	Loire River, 400 km	Bed load	0.4	SAR ^b	10s 200°C	90–150	–	10	60 ^{de}	'modern'
	Loire River, 450 km	Bed load	5.8	SAR ^b	10s 200°C	90–150	–	10	160 ^{de}	'modern'
	Loire River, 500 km	Bed load	0.8	SAR ^b	10s 200°C	90–150	–	10	275 ^{de}	'modern'
	Loire River, 650 km	Bed load	0.7	SAR ^b	10s 200°C	90–150	–	10	293 ^{de}	'modern'
	Loire River, 750 km	Bed load	2.4	SAR ^b	10s 200°C	90–150	–	10	475 ^{de}	'modern'
	Loire River, 850 km	Bed load	4.0	SAR ^b	10s 200°C	90–150	–	10	593 ^{de}	'modern'
	Loire River, 950 km	Bed load	0.3	SAR ^b	10s 200°C	90–150	–	10	82 ^{de}	'modern'
Wallinga (unpublished)	Winssen	Pointbar	8.8 ± 3.9	SAR	10s 150°C	90–125	~250 ^{c1}	16	6840 ± 300	300 ± 20
	Winssen	Pointbar	1.9 ± 0.3	SAR	10s 150°C	180–212	~200 ^{c1}	16	1490 ± 270	300 ± 20
	Winssen	Pointbar	0.9 ± 0.3	SAR	10s 150°C	425–500	~250 ^{c1}	16	710 ± 280	300 ± 20

^a Number of aliquots measured (only for single-aliquot procedures, and if stated in the original publication).

^b A simplified SAR procedure was used analogous to that suggested by Murray *et al.* (1995).

^c Where the number of grains per aliquot is not stated in the original publication, it is calculated based on: (1) the area of the aliquot covered; (2) the sample weight per aliquot.

^d The authors suggest using the information from the dose distribution for the best estimate of the age. See original publication for details.

^e Ages obtained using the median equivalent dose and assuming a 3 Gy/ka dose rate (based on Colls *et al.* 2001).

Table 5 : Synthèse d'études réalisées au niveau de sédiments modernes (Wallinga, 2002). Les différentes études montrent les écarts possibles entre l'âge estimé des sédiments et leurs contrôles d'âges indépendants selon les différents protocoles utilisés, ou encore selon les fractions utilisées.

➤ Problèmes rencontrés en paléosismologie :

En paléosismologie, deux problèmes peuvent être rencontrés lors de l'estimation de l'âge des sédiments :

- **Echantillons dans des coins colluviaux ou des matériaux peu transportés** : un temps d'exposition trop court des grains à la lumière du soleil peut conduire à une surestimation de l'âge de l'unité, car le sédiment n'a pas été suffisamment blanchi (Thomas *et al.*, 2005 ; Porat *et al.*, 2008).
- **Echantillons dans des sédiments bioturbés ou fissurés** : ces deux facteurs peuvent conduire à une sous-estimation de l'âge de l'unité (Bateman *et al.*, 2007).

II.3. Analyses paléosismologiques

La paléosismologie a pour objectif l'analyse et la compréhension dans l'espace et le temps des séismes préhistoriques, afin de mieux déterminer leurs localisations et leurs caractéristiques (i.e. glissement co-sismique, temps de récurrence, magnitude) et permet une analyse à une autre échelle que celle des travaux de morphotectonique. En effet la morphotectonique permet de cartographier et de comprendre des phénomènes tectoniques à une échelle régionale, alors que la paléosismologie permet une compréhension à l'échelle du site, c'est-à-dire quelques centaines de m². De plus, l'échelle de temps étudiée grâce à la paléosismologie est également différente des travaux de morphotectoniques : quelques centaines de milliers d'années pour cette méthode, mais allant de quelques centaines à quelques dizaines de milliers d'années pour la paléosismologie.

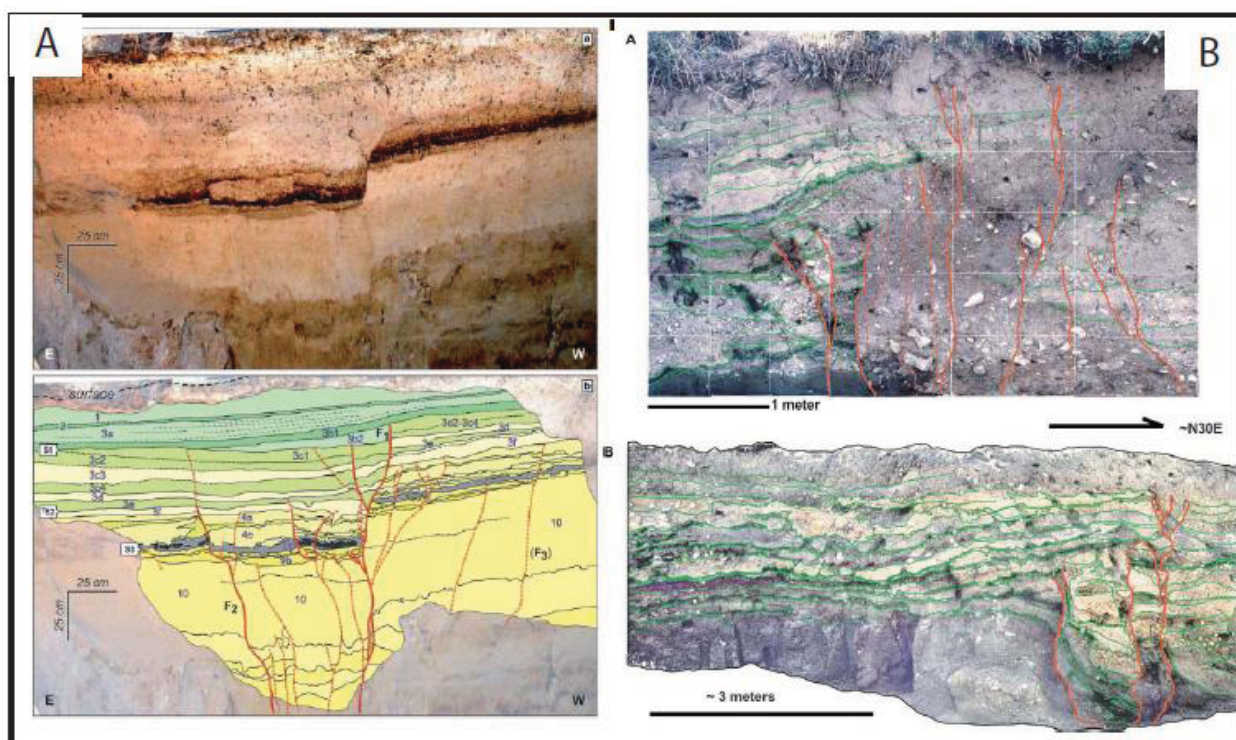


Figure II-21 : Exemples de logs paléosismologiques au niveau de failles décrochantes. A) Interprétation au niveau de la faille du Levant, Lebanon (d'après Daeron et al., 2007). Les failles sont représentées en rouges. B) Exemples de relevés au niveau d'un talweg remplis par des sédiments au niveau du site de Wrightwood, faille de San Andreas, Californie (d'après Weldon et al., 2002). En rouge sont représentées les failles et en vert les niveau stratigraphiques.

De manière générale, les séismes présentent une rupture de surface à partir d'une magnitude $M_w \sim 5.5-6$ et les modifications morphologiques engendrées par celles-ci peuvent être conservées au niveau des dépôts sédimentaires (Figure II-21). À partir de l'observation des différentes ruptures de surfaces au cours du temps, la paléosismologie permet une étude du cycle sismique sur un ensemble de séismes passés, permettant parfois de définir les glisse-

ments associés et les temps de récurrence. Dans cette partie, je présenterai les principales déformations identifiables au niveau des tranchées en domaine décrochant.

II.3.1. Les grands principes de la paléosismologie

En paléosismologie, des tranchées sont ouvertes au niveau d'une zone de faille, où les dépôts associés seront suffisants pour enregistrer le maximum de ruptures de surfaces des séismes passés.

II.3.1.1. L'ouverture de tranchée

Avant l'ouverture d'une tranchée, il est tout d'abord nécessaire d'identifier les sites favorables à une étude paléosismologique, notamment grâce aux images satellitaire à haute résolution et/ou aux photographies aériennes. L'emplacement de la tranchée sera choisi en fonction des apports sédimentaires, des phénomènes d'érosion et de la géométrie de la zone de faille. Les sites les plus favorables sont généralement des zones à forts taux de dépôts, des réseaux hydrographiques décalés ou barrés par la faille (fort dépôts de sédiments), ou encore des escarpements de failles (coins colluviaux). Les zones de dépressions localisées le long des failles sont souvent les environnements les plus recherchés car elles correspondent à des zones où le taux d'accumulation est suffisamment fort pour enregistrer un maximum d'évènements, et où les sols sont généralement retrouvés et préservés, ce qui constitue un avantage pour l'utilisation du ^{14}C pour dater les unités.

L'ouverture d'une tranchée peut se faire manuellement ou à l'aide d'engins mécaniques quand la zone étudiée est facilement accessible. En cas de tranchées assez profondes, il est nécessaire de bien stabiliser les parois de la tranchée, afin d'assurer un minimum de sécurité à l'équipe qui sera en charge du relevé. Dans un deuxième temps, les parois de la tranchée doivent être lissées, et une grille de référence avec un caroyage régulier de 0.5m ou 1m est posée le long de la zone étudiée. La pose de cette grille permettra un relevé avec une précision centimétrique de l'ensemble de la tranchée.

II.3.1.2. Indicateurs stratigraphiques des paléo-séismes

Lors de l'étape de relevés des murs de la tranchée (*logging*) les zones de failles et les indicateurs stratigraphiques de ruptures de surfaces sont localisés précisément. Afin de différencier au mieux les unités lithologiques constituant l'ensemble de la tranchée, on utilise généralement les points suivants : la couleur du dépôt, le type et la taille des grains, le type de

matrice, les stratifications et le granoclassement. Mais il est également nécessaire d'identifier les structures ayant été déformées et les unités horizons qui sont les dernières unités ayant été affectées par une rupture de surface. En contexte décrochant, certains indicateurs stratigraphiques sont généralement retrouvés au niveau des zones de failles et permettent une bonne reconnaissance des paléo-séismes.

- ✓ **Les terminaisons supérieures de failles** (*upward fault termination*) : elles sont les plus couramment retrouvées sur les failles décrochantes. Ces terminaisons de failles aident généralement à la reconnaissance du niveau horizon, qui sera affecté par celles-ci (Figure II-22A). Cependant, certaines études ont montré qu'il était parfois difficile d'identifier un évènement avec une seule terminaison de faille. En effet, il est préférable d'utiliser ces indicateurs stratigraphiques lorsqu'ils sont nombreux au sein d'une même unité car ils permettent une vision statistique de l'évènement (Weldon et al., 2002). En milieu aride, l'alternance des périodes humides et sèches induit des phénomènes de gonflement/dégonflement des sols qui peuvent être responsable de formation de cracks au sein des unités de la tranchée, et qui ne correspondent pas alors à un jeu de la zone de faille.
- ✓ **Les fissures et les injections de sables** (*fissures, sand blow*) : nous appellerons ici fissures, les fissures ouvertes qui ont été remplies par le matériel de l'unité qui se dépose après le séisme (Figure II-22F). Ces fissures sont de très bons indicateurs de position de paléo-séismes, car elles sont généralement remplies par du matériel peu trié, en provenance du niveau postérieur au séisme. On peut également avoir des injections de sables (*sills*) qui correspondent à des remontées de niveau de sables des unités inférieures vers les unités supérieures (Figure II-22B).
- ✓ **Les figures d'effondrement** (*collapse features*) : elles sont souvent confondues avec les fissures ouvertes. Les figures d'effondrement se forment près des zones de ruptures et correspondent à des zones de déformation où le matériel environnant vient remplir un vide par phénomène d'effondrement (Dawson et al., 2003). Ces figures sont souvent remplies par deux types de matériel : on observe souvent à leurs bases des blocs qui sont ensuite recouverts par des silts et des argiles (Figure II-22G). Dawson et al. (2003) ont également observé que ces figures se trouvent généralement au niveau d'une unité stratigraphique correspondant à l'horizon où est enregistré le séisme, et parfois proche des terminaisons de failles.

- ✓ **Les figures de liquéfaction** (*liquefaction features*) : elles sont le résultat d'une déformation d'un dépôt mal consolidé et souvent saturé en eau (Figure II-22C). Ces déformations sont souvent bien préservées dans les zones lacustres et sont alors de bon indicateurs de paléo-séismes (e.g. Marco et al., 1996 ; Wetzler et al., 2010).
- ✓ **Les coins colluviaux** (*colluvial wedge*) : la production de ces coins colluviaux résulte de la dégradation de l'escarpement de faille. Souvent retrouvés le long des failles inverses, ces coins colluviaux sont également repérables le long des failles décrochantes, lorsqu'un escarpement de faille est soumis à des processus d'érosion. Ces coins colluviaux peuvent contenir des débris de l'escarpement de faille avec peu de matrice et souvent peu classés, mais aussi du matériel mieux trié et plus fin, provenant de réseaux fluviaux ou encore d'érosion par des niveaux de lacs (Figure II-22E). Parfois, le nombre de coins colluviaux est identique aux nombres de séismes. Cependant certains coins colluviaux ne sont pas d'origine tectonique et proviennent de plusieurs processus d'érosion distincts dans le temps (e.g. McCaig et Forman, 1988).
- ✓ **Les décalages lithologiques** (*angular unconformities*) : au niveau des failles décrochantes, on retrouve des juxtapositions d'unités lithologiques localisées au niveau de la zone de faille qui sont les indicateurs d'un déplacement horizontal et/ou vertical (Figure II-22, unité bleue). Cependant, le long de failles décrochantes, certains décalages verticaux peuvent être identifiés mais ils ne sont dus qu'à la géométrie latérale d'une même unité de dépôt. Dans certains environnements de dépôts, il est parfois difficile d'estimer au sein d'une même unité si un décalage horizontal a eu lieu, surtout lorsque l'on se trouve au niveau de dépôts plans avec une grande extension spatiale.

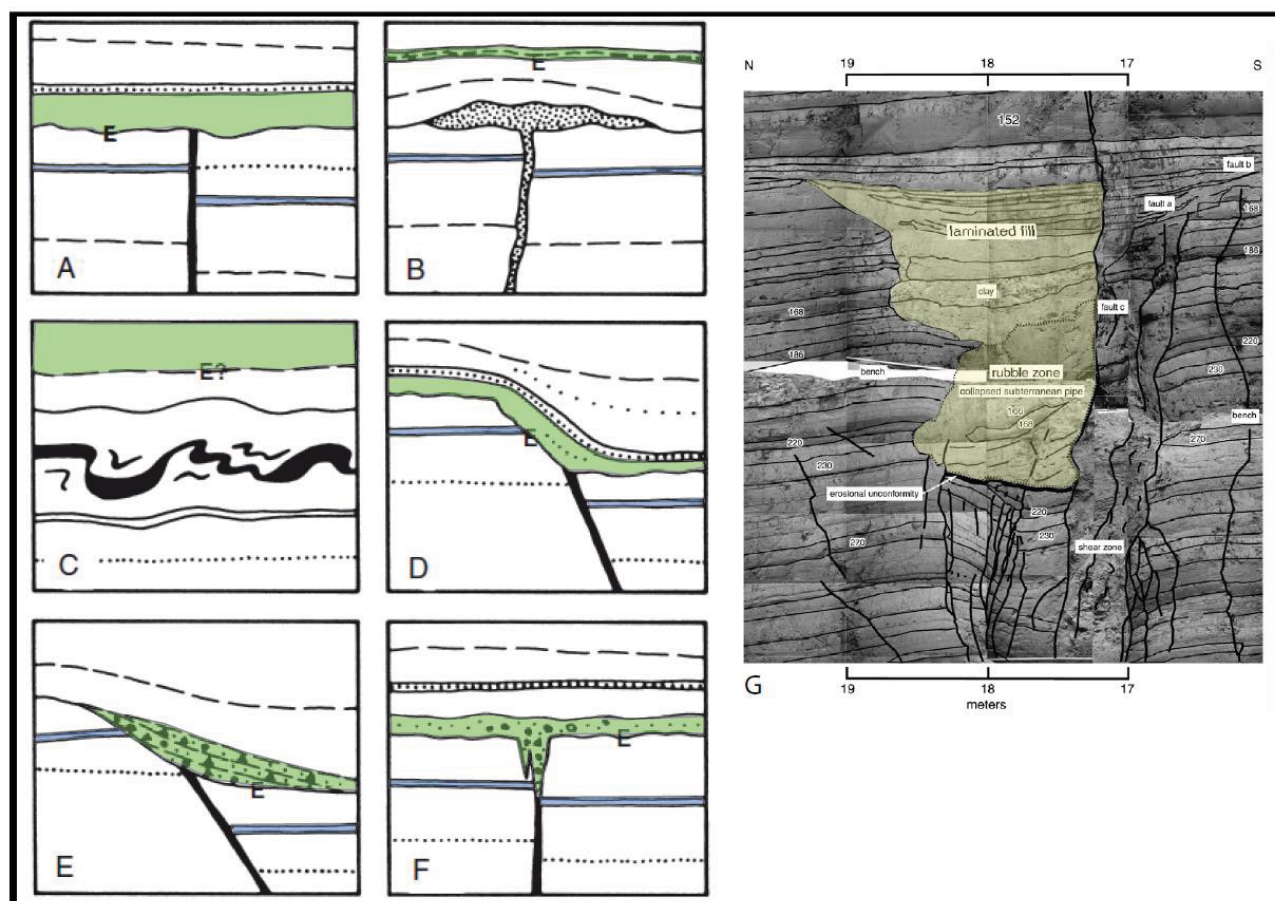


Figure II-22 : Diagrammes schématiques représentant les indicateurs stratigraphiques des paléo-séismes, en contexte de faille décrochante (modifié d'après McCalpin et al., 2009, p474). L'unité qui se dépose après le séisme est représentée en vert, et le niveau bleu est un niveau stratigraphique de part et d'autre de la zone de faille. A) Terminaisons de failles, B) Injection de sables, C) Figures de liquéfaction, D) Horizon déformé recouvrant un escarpement de faille et recouvert par une unité non déformée, E) Coin colluvial, F) Fissure ouverte. G) Exemple d'un log interprétatif présentant une figure d'effondrement, avec sa localisation en jaune sur le mur de la tranchée (modifié d'après Dawson et al., 2003).

II.3.2. Discussion sur les potentiels et limites de la paléosismologie

L'observation des indicateurs stratigraphiques de paléo-séismes dans les tranchées permet, en général, une vision du cycle sismique intégré sur un ensemble de séismes passés. La paléosismologie permet d'avoir accès par exemple aux temps de récurrence entre les séismes, rendu possible par le développement des méthodes de luminescence ou d'analyses en ^{14}C . Cependant, lors des travaux de paléosismologie, quelques problèmes peuvent être rencontrés, avec un problème majeur qui se traduit par une sous-estimation ou une surestimation du nombre d'événements dans une tranchée ou un ensemble de tranchées. Ce problème peut avoir des causes multiples :

✓ **Les lacunes sédimentaires** : l'enregistrement des séismes au sein des unités stratigraphiques dépend essentiellement de l'apport sédimentaire, qui doit être le plus continu possible. Il est également nécessaire que les phénomènes d'érosion soient très limités. En effet, certains séismes peuvent ne pas avoir été enregistrés et/ou conservés dans les unités, conduisant alors à une sous-estimation du nombre d'événements.

✓ **L'interprétation des événements** : elle est souvent difficile et dépend des indicateurs stratigraphiques utilisés. Par exemple, l'utilisation du critère de terminaisons de failles doit être nécessairement effectuée avec une vision statistique des événements sur l'ensemble de la tranchée, ou sur l'ensemble de plusieurs tranchées. La Figure II-23 présente une étude paléosismologique au niveau de la faille de Manila aux Philippines où le nombre d'événements est différent d'un mur à l'autre d'une même tranchée, et d'une tranchée à l'autre (Nelson et al., 2000). Cette étude montre que tous les événements ne sont pas retrouvés sur tous les murs de tranchées et que certaines failles ne correspondent à aucun événement tectonique. De plus, lorsqu'on utilise les terminaisons de failles, il arrive que certaines branches d'une même faille n'atteignent pas la surface. En domaine décrochant, la rupture de surface est parfois caractérisée par des segments de failles *en échelon* et, dans ce cas, la position de la tranchée est un facteur qui peut limiter l'observation de l'ensemble des séismes (Figure II-23B). Afin de limiter ces problèmes d'interprétations, il est recommandé sur un même site d'ouvrir plusieurs tranchées afin de pouvoir comparer les différents murs et les relevés paléosismologiques entre eux.

✓ **La précision des méthodes de datation** : de trop grandes incertitudes ou un nombre insuffisant d'échantillons peuvent conduire à des erreurs sur l'estimation des temps de récurrence. En effet, des temps de récurrence trop petits ou un cycle sismique irrégulier ne sera pas systématiquement détecté.

✓ **Estimation du rejet co-sismique** : en domaine décrochant, il est difficile d'estimer le déplacement co-sismique au sein d'une tranchée. Il est donc conseillé d'ouvrir des tranchées avec une géométrie permettant de localiser le déplacement d'un marqueur comme les talwegs ou de doubler l'étude paléosismologique par une analyse fine de la topographie de la zone d'étude afin de mieux contraindre les déplacements en surface.

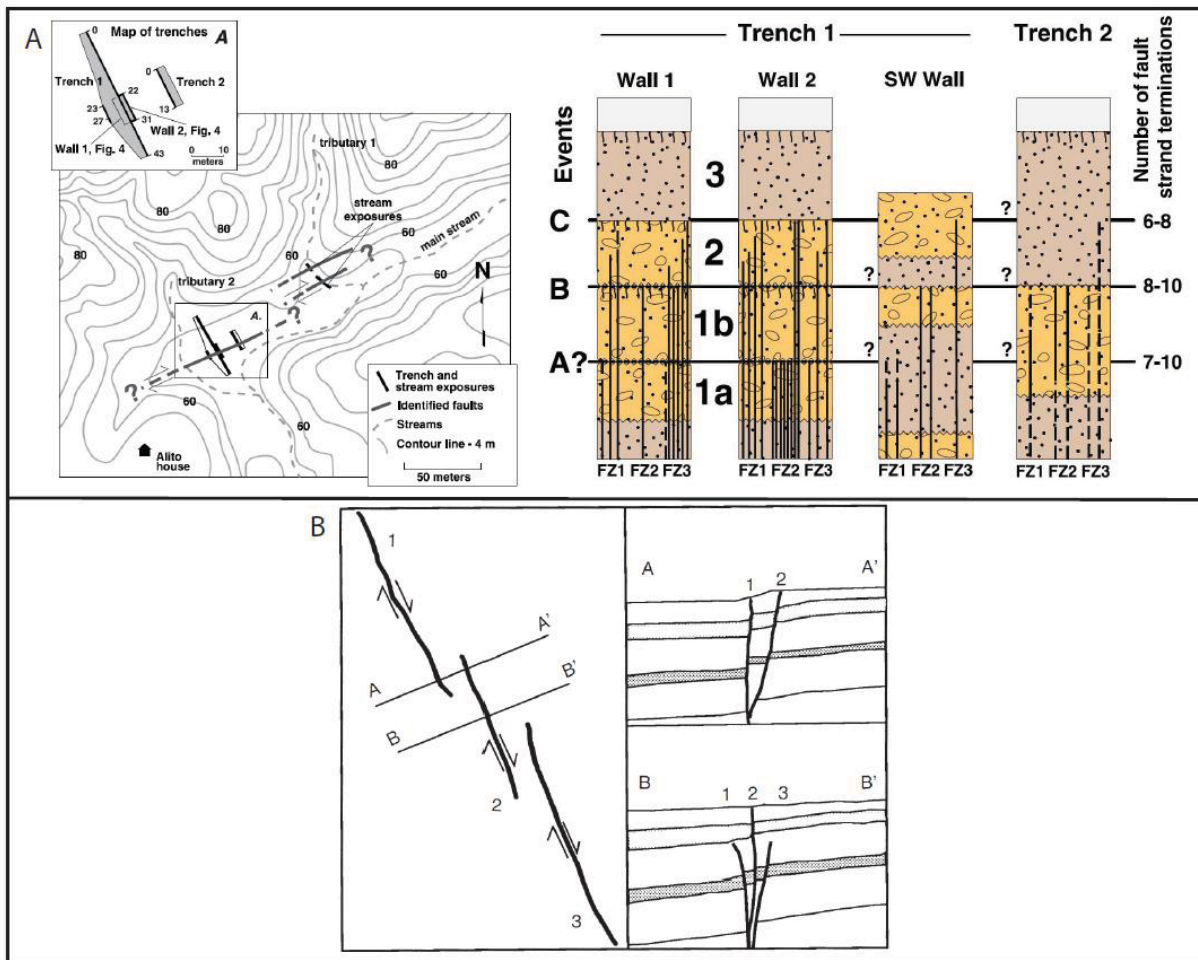


Figure II-23 : Exemple d'études paléosismologiques au niveau de la faille de Manila, Philippines (d'après Nelson et al., 2000). Les localisations des tranchées sont reportées sur le MNT (encart de gauche). Interprétation des événements à partir de l'analyse statistique des terminaisons de faille. A, B, C sont les trois séismes majeurs repérés. B) Diagramme schématisant montrant le transfert des déplacements le long de différents segments en échelon (d'après McCalpin, 2009, p475). Dans le profil A-A', les deux failles 1 et 2 rompent la surface, alors que dans le profil B-B', seule la faille 2 casse la surface alors que les failles 1 et 3 vont être stoppées avant d'atteindre cette même surface. Les failles 1, 2 et 3 sont le résultat d'un seul et même séisme, et une mauvaise connaissance de l'ensemble du site peut conduire à l'interprétation d'au minimum deux événements.

Chapitre III : Analyse des vitesses et des déplacements le long des failles de Bogd et Bolnay (Mongolie)

La question d'un essaim sismique



Vue de la faille de Bolnay (2009)

III.1. Présentation générale du contexte tectonique

III.1.1. Cadre tectonique général de la Mongolie

L'Asie Centrale est caractérisée par une déformation compressive de direction NNE-SSW résultant de la collision entre l'Inde et l'Eurasie (Molnar et Tapponnier, 1977). L'accommodation de cette déformation se fait en domaine continental sur une distance de plusieurs milliers de kilomètres, s'étendant entre les reliefs himalayens et le craton sibérien (Figure III-1-1). Cette déformation, qui a débuté au Paléocène-Eocène (Besse et al., 1984 ; Patzelt et al., 1996), est responsable de la mise en place de grandes chaînes de montagnes et de grandes failles décrochantes qui sont parfois associées à des segments inverses. Une grande partie du taux de convergence de 35 mm/an (Bettinelli et al., 2006) est absorbée au niveau de grandes failles décrochantes dans les chaînes tibétaines, chinoises, et au niveau du Tien Shan.

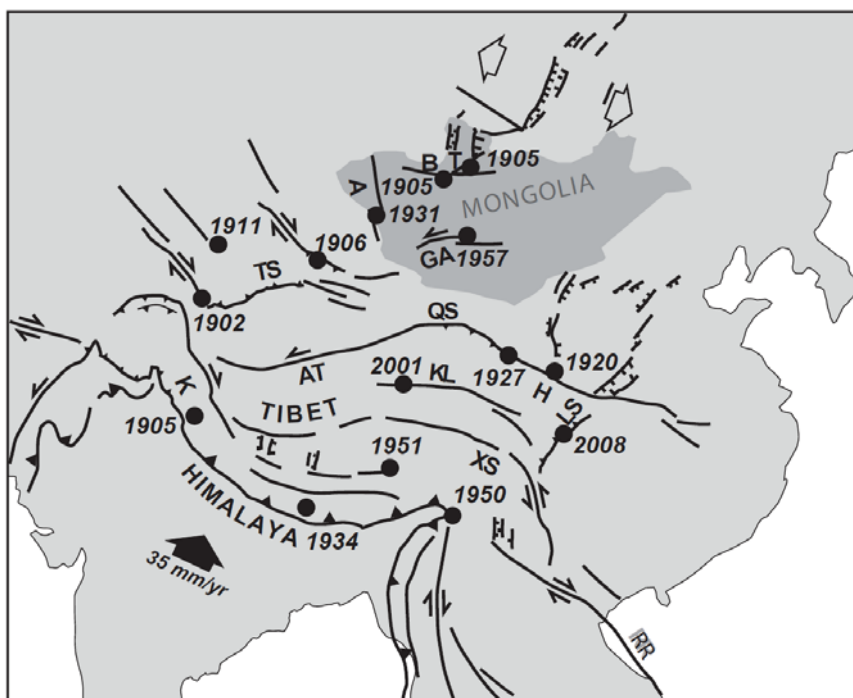


Figure III-1-1 : Carte tectonique simplifiée des grandes structures actives d'Asie accommodant la déformation due à la collision Inde-Eurasie. Les ronds noirs représentent les grands séismes ($M \geq 8$) ayant eu lieu au cours du XX^{ème} siècle en Asie. Il est intéressant de noter que la Mongolie semble être une région très active au cours du siècle passé.

Cependant, une partie de cette déformation est accommodée entre ces chaînes de montagnes et le craton sibérien, au niveau du Plateau Mongol (Figure III-1-2). Les reliefs de la Mongolie se caractérisent par des chaînes de montagnes linéaires (par exemple le Gobi-Altaï, l'Altaï ou le Sayan) associés à de grandes failles qui réactivent des structures crustales héritées de l'accrétion de blocs continentaux au cours du Paléozoïque (Florensov et

Solonenko, 1965 ; Baljynnam et al., 1993 ; Sengor et al., 1993 ; Cunningham et al., 1998 ; Zorin, 1999 ; Jolivet et al., 2007). Ces chaînes de montagnes ceinturent le dôme de Hangay, structure circulaire qui pourrait correspondre à un dôme asthénosphérique (Bayasgalan et al., 2005). Ces grandes failles, mesurant parfois plusieurs centaines de kilomètres de long, ont donné lieu à de grands séismes de magnitude supérieures à 8, avec quatre séismes majeurs au XX^{ème} siècle (Florensov et Solonenko, 1965 ; Molnar et Denq, 1984 ; Baljynnam et al., 1993 ; Kurushin et al., 1997). Ces séismes sont ceux de Tsetserleg et Bolnay en 1905 (M_w 7.9 et 8.2, respectivement), de Fu-yun (M_w 8.0) en 1931, du Gobi-Altaï en 1957 (M_w 8.2). De plus, la faille de Mogod en 1967 donnera lieu à deux séismes (M_w 7.8 et 6.7). Cette sismicité exceptionnelle entre 1905 et 1967 fait de la Mongolie l'une des régions intracontinentales la plus active dans le monde. Cette région, aujourd'hui bien instrumentée, présente une sismicité intense souvent localisée au niveau des chaînes en surrection et des bassins associés à du rifting (Figure III-1-3). Par la suite, les quatre principaux séismes du XX^{ème} siècle ont d'ailleurs été interprétés comme étant un essaim sismique qui pourrait être lié à des transferts de contraintes viscoélastiques entre ces grands décrochements ayant lieu au niveau de la croûte inférieure (Chery et al., 2001 ; Pollitz et al., 2003 ; Vergnolle, 2003).

Des études géodésiques récentes (Figure III-1-4) indiquent que :

- ✓ 10 mm/an de compression de direction Nord-Sud, associé à du cisaillement dextre sont accommodés au niveau de l'Altaï,
- ✓ 3-6 mm/an de cisaillement senestre Est-Ouest sont accommodés au niveau de la Mongolie centrale,
- ✓ et que de l'extension (~ 4 mm/an) a lieu en Mongolie Orientale au niveau du rift Baïkal (Calais et al., 2003 ; Vergnolle, 2003).

En parallèle, des études morphotectoniques réalisées le long des grandes failles actives mongoles dans le Gobi-Altaï et l'Altaï montrent que les vitesses géologiques sont faibles avec une déformation millimétrique, en accord avec les données géodésiques (Ritz et al., 1995 ; Vassallo et al., 2005 ; Walker et al., 2006 ; Ritz et al., 2006 ; Vassallo et al., 2007 ; Nissen et al., 2009a ; Nissen et al., 2009b). Ces vitesses lentes de failles impliquent des vitesses de récurrence longues pour de grands séismes, ce qui est corrélé avec les données paléosismologiques (Schwartz et al., 1996 ; Bayasgalan et al., 1999 ; Prentice et al., 2002 ; Schwartz et al., 2007).

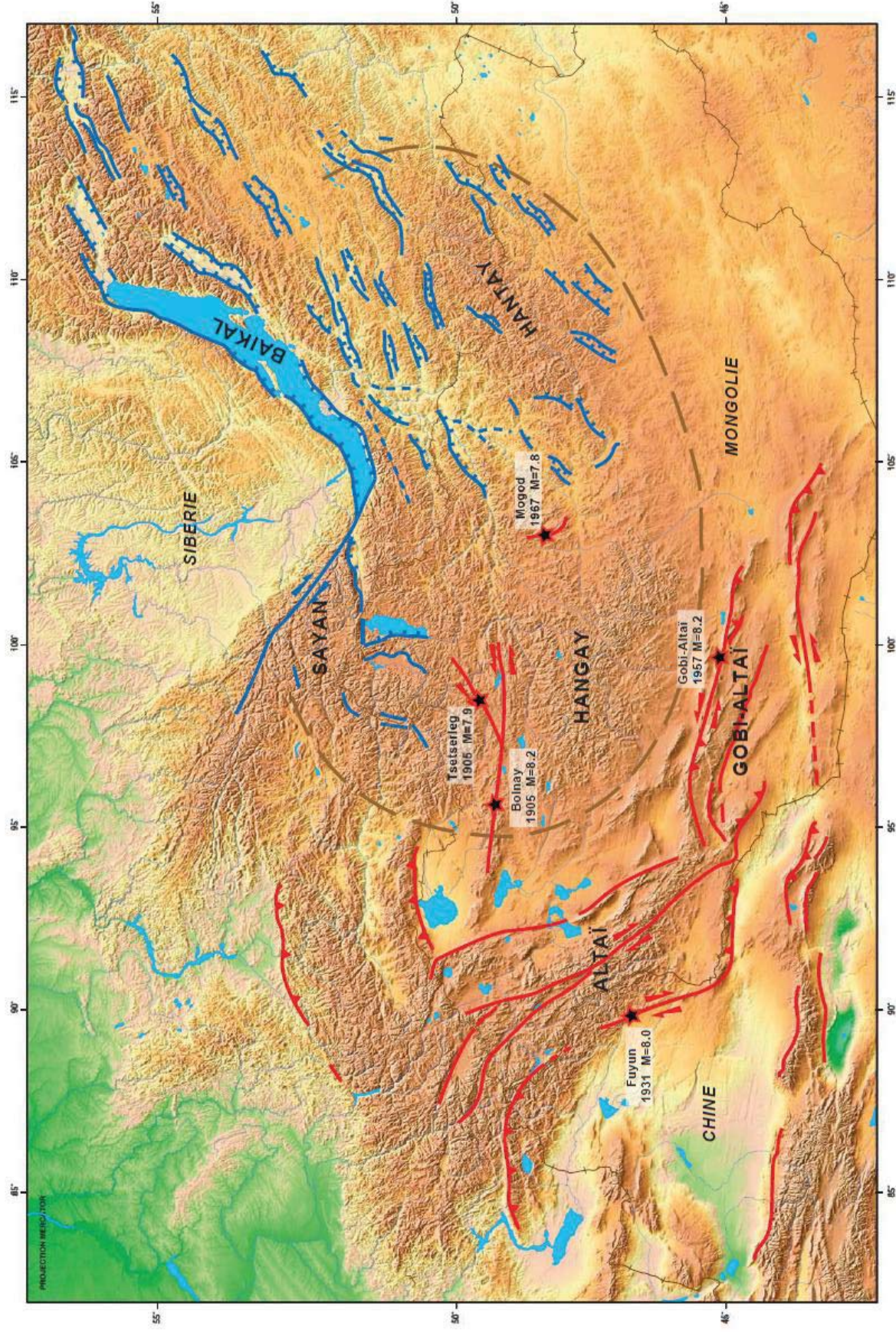


Figure III-1-2 : Carte des failles actives en Mongolie sur un fond topographique à partir des données topo30. La localisation des failles et leur cinématique est basée sur la compilation des travaux de Schlupp (1996), Cunningham (2005) et Ritz (2003).

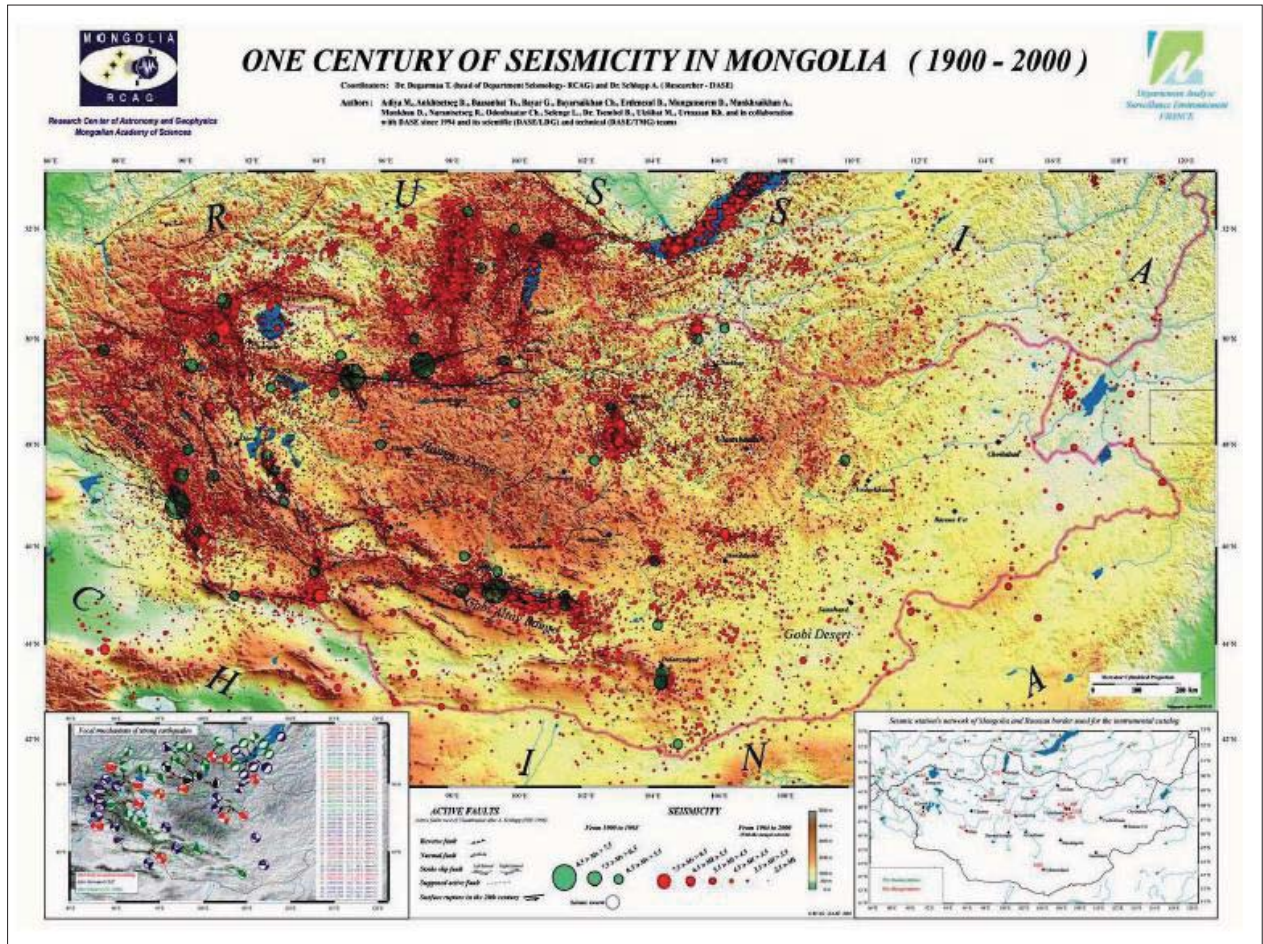


Figure III-1-3 : Carte de la sismicité de la Mongolie au cours du XX^{ème} siècle (d'après Adiya et al., 2003). Les points rouges représentent la sismicité instrumentale et les ronds verts la sismicité historique.

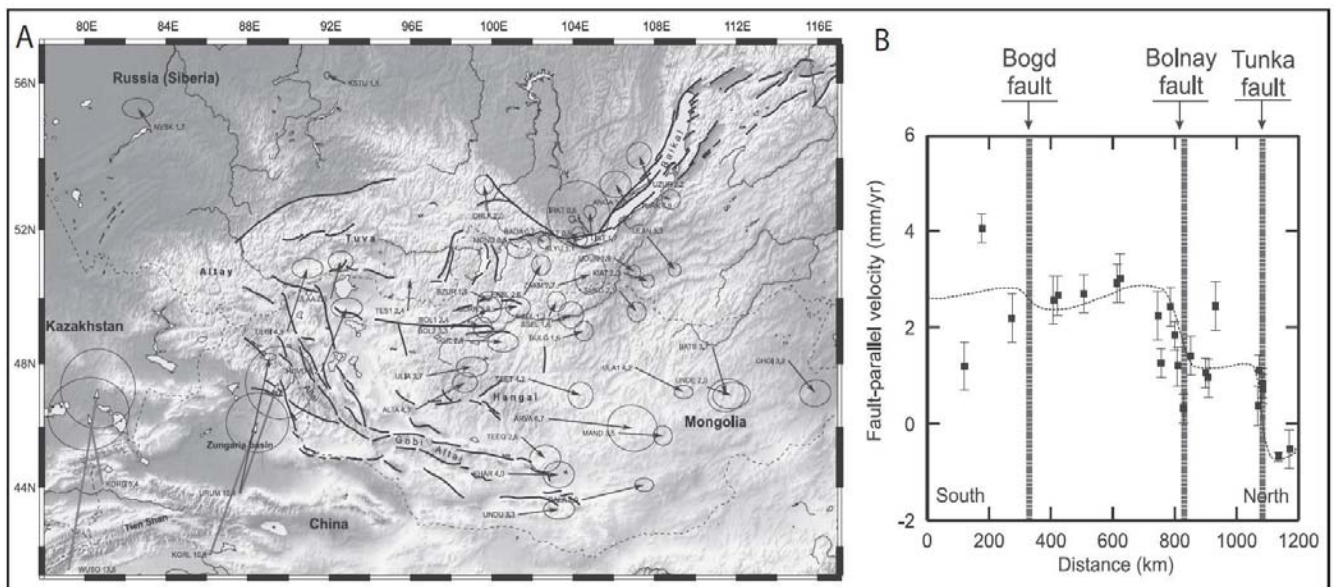


Figure III-1-4 : A) Vitesses GPS par rapport à l'Eurasie fixe (en mm/an) au niveau de la Mongolie-Sibérie (d'après Calais et al., 2003). Les ellipses représentent les intervalles de confiance à 95%. B) Profils sud-nord de l'ensemble des données GPS et localisation des grandes failles décrochantes de Bogd, Bolnay et Tunka (d'après Calais et al., 2003).

III.1.2. Problématique

L'objectif principal de ce chapitre a été de documenter les vitesses géologiques sur la composante décrochante le long des failles de Bogd et de Bolnay, ainsi que d'estimer les déplacements co-sismiques et les déplacements cumulés par une analyse des ruptures de surfaces. De plus, un travail de paléosismologie a permis d'identifier et de dater les 3 ou 4 derniers séismes sur ces deux failles et d'avoir accès aux temps de récurrence entre les différents séismes majeurs.

Ce chapitre s'articulera autour des deux failles de Bogd et Bolnay. Une première section présentera les résultats sur les analyses et des déplacements en surface sur la faille de Bogd, puis sera suivi d'une présentation des résultats paléosismologiques. La seconde section sera focalisée sur la faille de Bolnay, où une estimation d'une vitesse géologique, des glissements en surface et des premiers travaux de paléosismologie menés en 2009 seront présentés. L'ensemble des données et la question d'un possible essaim sismique dans le passé en Mongolie, sera discuté dans le Chapitre V. En effet, si l'existence d'essaim sismique semblent être établie en domaine interplaques, comme le long de la faille de la Mer Morte (Marco et al., 1996), la question reste posée en domaine continental, où les failles sont généralement plus lentes et espacées de plusieurs centaines de kilomètres.

III.2. Analyse des variations d'activité le long de la faille de Bogd

III.2.1. Présentation générale de la faille de Bogd

La faille de Bogd est localisée au niveau de la chaîne du Gobi-Altaï, qui se trouve être l'extension sud-est de la chaîne de l'Altaï, l'une des chaînes compressives les plus actives de l'Asie (Tapponnier et Molnar, 1979 ; Cunningham et al., 1998 ; Cunningham et al., 2005). La chaîne de Gurvan Bulag, où se situe la faille de Bogd, a été réactivée il y a environ cinq millions d'années (Vassallo et al., 2007), soulevant une ancienne pénée-plaine formée au cours du Jurassique (e.g. Jolivet et al., 2007). Cette chaîne présente une structure et une topographie caractéristique d'une chaîne en transpression (Cunningham et al., 2007).

La faille de Bogd est localisée dans le piedmont nord du massif d'Ih Bogd et présente une direction générale N095°. Le séisme du 4 décembre 1957, estimé entre $M_w \sim 8.0$ et $M_w \sim 8.3$ (Okal, 1976 ; Chen et Molnar, 1977 ; Schlupp, 1996), est associé à une rupture de surface complexe, avec une composante décrochante sur plus de 260 km de long et une composante inverse sur 100 km de long, réparties entre différents segments (Florensov et Solonenko, 1965 ; Kurushin et al., 1997). Une cartographie détaillée de la totalité de la surface de rupture du séisme du Gobi-Altaï a permis d'estimer les déplacements co-sismiques le long des différents segments de la faille de Bogd (Kurushin et al., 1997). Le déplacement co-sismique de 1957, moyenné sur l'ensemble des mesures, se situe entre 4 et 5 m, avec un déplacement maximal mesuré autour de 7 m dans sa partie occidentale. Cependant, peu de déplacements cumulés correspondant à l'enregistrement de plusieurs séismes sont reportés le long de la faille de Bogd, ne permettant pas d'estimer une magnitude des séismes passés.

La vitesse actuelle de la faille de Bogd, estimée à partir de données géodésiques, est de l'ordre du millimètre par an (Calais et al., 2003 ; Vergnolle, 2003). Ce taux de déformation est en accord avec des vitesses géologiques lentes calculées sur la période de l'Holocène-Pleistocène. Une seule vitesse horizontale d'environ 1.2 mm/an à Noyan Uul a été fournie par Ritz et al. (1995) sur le segment décrochant de Bogd, et une vitesse verticale de 0.09-0.10 mm/an a été fournie par Vassallo et al. (2007) sur un segment présentant une composante verticale non négligeable. D'autres vitesses verticales ont également été estimées sur les segments inverses de Gurvan Bulag, de Baga Bogd et de Artz Bogd respectivement de 0.14 ± 0.13 mm/an, 0.11 ± 0.03 mm/an et 0.13 ± 0.01 mm/an (Carretier, 2000 ; Ritz et al., 2003 ; Vassallo et al., 2005). À Noyan Uul, à partir de ces vitesses issues de la morphotectonique et de l'estimation du déplacement co-sismique, Ritz et al. (2006) avaient estimé l'intervalle de récurrence moyen entre 3000 et 4000 ans. Cet intervalle moyen était plus ou moins en accord avec des données issues de la paléosismologie qui encadraient le dernier séisme précédent

celui de 1957, entre 2600 ans et 4400 ans sur le segment inverse de Gurvan Bulag (Prentice et al., 2002) et entre 794 cal BP et 2304 cal BP à Zadgay Zayhr (Schwartz et al., 1996 ; Bayasgalan, 1999 ; Schwartz et al, 2007).

III.2.2. Analyses des vitesses et des magnitudes de glissement des séismes passés le long de la faille décrochante de Bogd

Le travail effectué sur la faille de Bogd a essentiellement consisté à affiner et à densifier la mesure de vitesses horizontales le long de cette faille sur les segments ouest, segments que nous avons redéfinis en fonction de la direction et de la géométrie de la rupture de surface. Dans un premier temps, de nouvelles données de décalages et la réévaluation de datations au ^{10}Be , sur les sites de Noyan Uul et Bitut, ont permis d'estimer une vitesse horizontale sur ces deux sites. De nouvelles données ont également permis d'estimer de nouvelles vitesses aux sites de West Noyan Uul et Baast Uul. Enfin, lors des différentes missions de terrain, des MNT relevés au GPS cinématique ont permis la densification des mesures des décalages cumulés sur certains sites et la création d'un spectre de déplacements sur plusieurs séismes sur la faille de Bogd. L'ensemble de ce travail sera présenté sous la forme d'un article soumis à *Geophysical Journal International*.

Slip rate and slip magnitudes of past earthquakes along the Bogd left-lateral strike-slip fault (Mongolia)

Article soumis à Geophysical Journal International

Rizza M.^{1,*}, Ritz J-F.¹, Braucher R.², Vassallo R.³, Prentice C.⁴, Mahan S.⁵, McGill S.⁶, Chauvet A.¹, Marco S.⁷, Todbileg M.⁸, Demberel S.⁹, Bourlès D.²

1: Géosciences Montpellier-UMR 5243, Université Montpellier 2, Montpellier 34095, France

2: CNRS-CEREGE-UMR 6635, Aix-Marseille Universités, Aix en Provence 13545, France

3: LGCA- UMR 5025, Université de Savoie, Chambéry 73011, France

4: US Geological Survey, 345 Middlefield Rd MS 977, Menlo Park CA 94025, USA

5: US Geological Survey, Denver Federal Center, Box 25046, MS 974, Denver CO 80225, USA

6: Department of Geological Sciences, California State University, San Bernardino, CA 92407, USA

7: Department of Geophysics and Planetary Sciences · Tel Aviv University Tel Aviv 69978, Israel

8: Mongolian University of Science and Technology, P.O.Box 46/433 Ulaanbaatar, 210646, Mongolia

9: RCAG, PO Box 152, Ulaanbaatar 51, Mongolia

***:** corresponding author: rizza@gm.univ-montp2.fr

Summary

We carried out morphotectonic studies along the left-lateral strike-slip Bogd fault, the principal structure involved in the Gobi-Altay earthquake of December 4, 1957 (published magnitudes range from 7.8-8.3). The Bogd fault is 260 km long and can be subdivided into five main geometric segments, based on variation in strike direction.

In this paper, we estimate slip rates over the past 200 ka at four sites distributed across the three western segments of the Bogd fault. Our results show that the left-lateral slip rate is ~ 1.2 to ~ 1.6 mm/yr along the N095°E trending segments and ~ 0.5 mm/yr along the N110°E trending segment. These variations are consistent with the geometry of the segments and their kinematic variation from left-lateral strike-slip faulting to reverse-left-lateral faulting.

Our study also provides additional estimates of the horizontal offset associated with the 1957 earthquake along the western part of the Bogd rupture, complementing previously published studies. We show that the mean horizontal offset associated with the 1957 earthquake decreases progressively from 5.2 m in the west to 2.0 m in the east, reflecting the progressive change of kinematic style from pure left-lateral strike-slip faulting to left-lateral-reverse faulting. Cumulative displacements are multiples of the 1957 offsets suggesting characteristic slip. Moreover, using these data, we re-estimate the moment magnitude of the Gobi-Altay earthquake at M_w 7.78 - 7.95.

Combining our slip rate estimates and the slip distribution per event we also determined a mean recurrence interval of $\sim 2,500$ -5,200 years for past earthquakes along the different segments of the western Bogd fault. This suggests that the three western segments of the Bogd fault and the Gurvan Bulag thrust fault (a reverse fault bounding the southern side of the Ih Bogd range that ruptured during the 1957 earthquake) have similar average recurrence times, and therefore have likely ruptured together in previous earthquakes as they did in 1957. These results show that in most cases the western part of the Bogd fault system, including the Gurvan Bulag thrust fault, typically behaves in a “characteristic earthquake” mode.

Keywords: Asia, Continental neotectonics, Continental tectonics: strike-slip and transform, Seismic cycle, Earthquake dynamics, Geomorphology

1. Introduction and Tectonic Setting

Western Mongolia is undergoing NNE-SSW compression related to the India-Asia collision (Molnar and Tapponnier, 1977). The Altay mountain range and its southeastern extension, the Gobi-Altay, represent the northernmost active compressional belt in central Asia (Tapponnier and Molnar, 1979; Cunningham et al., 1998; Cunningham, 2005; Vassallo et al., 2007a). Fission track analyses carried out within the Gurvan Bogd mountain range, the easternmost part of the Gobi-Altay, show that Cenozoic transpressional tectonics started 5 ± 3 Ma ago (Vassallo et al., 2007a), uplifting an ancient peneplain that had formed during Jurassic time (Jolivet et al., 2007).

During the last century, between 1905 and 1957, four M8 earthquakes occurred in western Mongolia and the immediately adjacent area of China (Molnar and Denq, 1984; Baljinniam et al., 1993; Schlupp, 1996) making this region one of the most tectonically active intracontinental domains in the world (Figure 1A). These earthquakes were produced by large strike-slip faults reactivating pre-Cenozoic structures (see Florensov and Solonenko, 1965; Baljinniam et al., 1993; Jolivet et al., 2007).

Several morphotectonic studies show that the Bogd and Bulnay left-lateral strike-slip faults have millimetric late Quaternary slip rates (Ritz et al., 1995; Ritz et al., 2006; Rizza et al., 2009a) as do strike-slip faults in Altay (Walker et al., 2006; Vassallo, 2006; Nissen et al., 2009a), consistent with geodetic measurements (Calais et al., 2003; Vergnolle et al., 2003). These low slip rates imply long recurrence intervals for large earthquakes, consistent with paleoseismological investigations (Schwartz et al., 1996; Prentice et al., 2002; Schwartz et al., 2007; Ritz et al., 2009; Rizza et al., 2009a; Rizza et al., 2009b). Considering this, the XX century Mongolian seismicity has been described as a seismic cluster involving mechanical coupling between large-strike slip faults via visco-elastic postseismic stress transfer in the lower crust (Chery et al., 2001; Pollitz et al., 2003; Vergnolle, 2003).

Among the four historical earthquakes, the 1957 Gobi-Altay event is the best known because it is the most recent event and is associated with an exceptionally complex surface rupture. The earthquake occurred along the fault zone that bounds the northern Gobi-Altay range (Florensov and Solonenko, 1965). The main 1957 rupture is along a 260 km long left-lateral strike-slip rupture with an average trend of N100°E. About 100 km of reverse faulting along the Ih Bogd and Baga Bogd massifs also occurred simultaneously with the Bogd fault rupture in 1957 (Figure 1B).

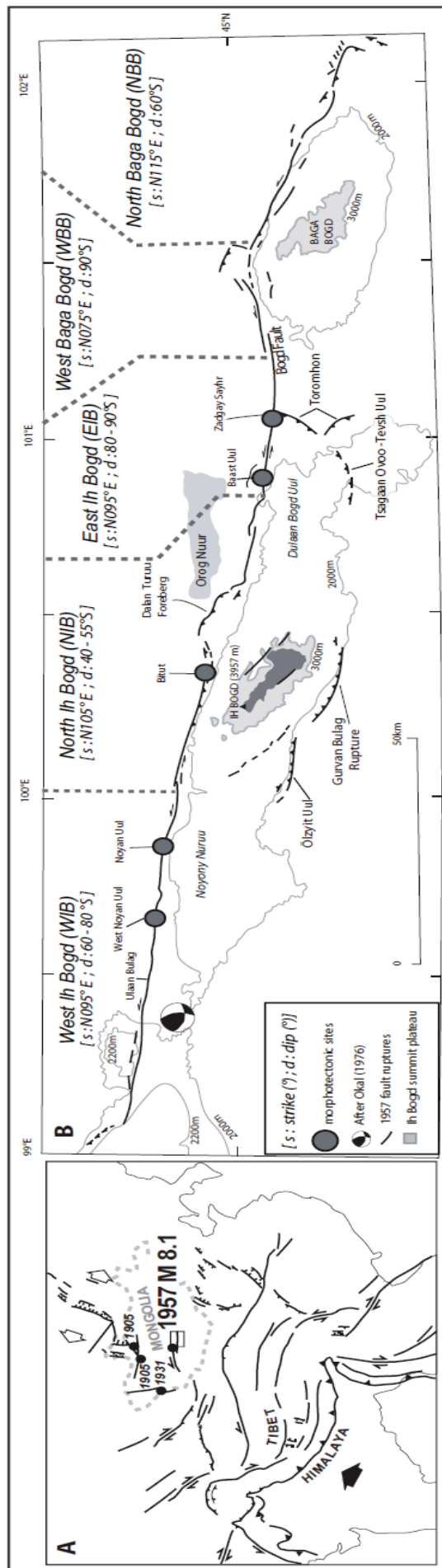


Figure 1: A) Main active faults in the area of the India-Eurasia collision. Black dots are for the earthquakes with $M > 8$ in Mongolia during the last century. The box represents the study area presented in this paper.

B) Map for the 1957 Gobi-Altay surface rupture (modified from Baljinnyam et al., 1993). We subdivided the fault into five segments based on the fault orientation (from Kurushin et al., 1997). Gray dots represent the morphotectonic sites.

Kurushin et al (1997) re-surveyed the left-lateral offsets along the entire 1957 surface rupture providing a detailed map of the slip distribution throughout the entire region of surface breaks, including 260 km of rupture along the Bogd fault and 100 km of ruptures along other faults. Kurushin et al (1997) estimated an average horizontal displacement of 3 - 4 m, with a maximum offset of 7 m. The overall 1957 fault surface ruptures are consistent in terms of geometry, kinematics and slip distribution with the cumulated topography (Bayasgalan et al., 1999a; Ritz et al., 2006).

Morphological analysis of offset streams, ridges, and alluvial fans – particularly well preserved in the arid environment of the Gobi region - allows evaluation of late Quaternary slip rates along the different faults segments (e.g. Ritz et al., 2006). Vertical slip rates have been estimated and are similar (0.1 - 0.2 mm/yr) on several of the reverse fault segments, at Bitut (Vassallo et al., 2007b), Dalan Turuu (Hanks et al., 1997), and Gurvan Bulag (Carretier et al., 2002; Ritz et al., 2003; Vassallo et al., 2005). The horizontal slip rate has been estimated on the Bogd fault only at Noyan Uul, where an alluvial fan displaced by ~110 m was dated at ~80 ka yielding a maximum left-lateral slip-rate of ~1.2 mm/yr (Ritz et al., 1995).

In this paper, refining published *in-situ* ^{10}Be data together with new *in-situ* ^{10}Be and luminescence age constraints, we provide new estimates on the horizontal slip-rate along the Bogd fault at four sites: Noyan Uul, West Noyan Uul, Bitut and Baast Uul (Figure 1B). We also study the slip distribution along the fault at Noyan Uul, Bitut and Baast Uul and Zadgay Sayhr, a site located 11 km east of Baast Uul. Comparing 1957 offsets with cumulative displacements allows us to estimate the distribution of slip associated with past earthquakes. Combining slip rate estimates and the slip distribution per event allows us to estimate the mean recurrence intervals of past earthquakes.

2. Slip-rate analysis along the Bogd fault

The 260-km-long Bogd fault can be subdivided into five geometric segments based on the variation in strike direction (Figure 1B and Table 1). West to east these segments are respectively: the West Ih Bogd segment (WIB), the North Ih Bogd segment (NIB) which is characterized by a significant reverse component of slip, the East Ih Bogd segment (EIB), the West Baga Bogd segment (WBB), and the North Baga Bogd segment (NBB). The epicenter of the 1957 earthquake is located along the West Ih Bogd segment (Florensov and Solonenko, 1965; Okal, 1976).

In this study, we focus our morphotectonic analyses within the WIB, NIB and EIB segments. In order to determine horizontal slip-rates along these three segments, we analyse large cumulative displacements of alluvial surfaces that we dated using *in situ*-produced ^{10}Be (e.g. Bierman, 1994; Ritz et al., 1995; Braucher et al., 1998; Siame et al., 2000) and Optically Stimulated Luminescence (OSL) (e.g. Le Dortz et al., 2009; Nissen et al., 2009b; Rizza et al., submitted). We also use published ^{10}Be data from two sites along the WIB and NIB segments to refine our previous slip rate estimates at Noyan Uul (Ritz et al., 1995; Vassallo et al., 2005; Ritz et al., 2006) and to estimate the horizontal slip rate at Bitut (Vassallo et al., 2007b).

<i>segment</i>	<i>Longitude position</i>	<i>length (km)</i>	<i>Strike direction</i>	<i>dip(°)</i>
WIB	99.09°E – 100.03°E	74	N095°E	60°-80°
NIB	100.03°E – 100.86°E	67	N105°E	40°-55°
EIB	100.86°E – 101.16°E	23	N095°E	80°-90°
WBB	101.16°E – 101.53°E	28	N075°E	80°-90°
NBB	101.53°E – 102.07°E	50	N115°E	60°

Table 1 : Characteristics of the five main segments of the Bogd fault. The dips reported along the fault are from the Kurushin et al. (1997) estimates.

Because previously published data were obtained at the Tandatron (the former French Accelerator Mass Spectrometer (AMS), (Raisbeck et al., 1987)), they have been recalculated to be compared with the newly acquired data acquired from ASTER, the new French AMS (Arnold et al., 2010). This means the use of the same standard value, the NIST Standard Reference materials with an assigned $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of $2.79 \cdot 10^{-11}$, and a ^{10}Be half life of $1.387 \cdot 10^6 \text{ yrs}^{-1}$ (Chmeleff et al., 2010; Korschinek et al., 2010). Beryllium production rates have been calculated using the Stone (2000) scaling polynomial with a High-latitude Sea Level (SHL) spallation production rate of 4.49 at/g/yr. All calculations are performed using attenuation lengths of 160, 1500 and 5300 g/cm² with associated relative contributions to the total production rate of 97.85%, 1.50% and 0.65% for neutrons, slow muons and fast muons, respectively (Braucher, 2003).

To estimate abandonment ages of surfaces, we use both ^{10}Be concentrations at the surface and its distribution with depth (See appendix A). Exposure ages are better defined using depth profiles, allowing the determination of denudation rate and inheritance. Exposure ages obtained from surficial samples were used only if ages given by depth profiles were poorly constrained. When sample concentrations appear to be at steady state, an integration or effective exposure time was determined (Lal, 1991). The results for the ^{10}Be analysis are presented in Appendix A.

The slip rate is ranging from minimum to maximum values corresponding to $v_{\min} = (\Delta_x - \sigma_{\Delta x}) / (\Delta_t + \sigma_{\Delta t})$ and $v_{\max} = (\Delta_x + \sigma_{\Delta x}) / (\Delta_t - \sigma_{\Delta t})$ and , where Δx is the measured offset of a geomorphic feature across the fault and Δt is age estimate for the feature, with the corresponding errors $\sigma_{\Delta x}$ and $\sigma_{\Delta t}$ respectively. When the slip rate is estimated using offset terrace risers, the ages of the upper and lower terraces provide maximum and minimum ages for the risers, respectively (e.g. Cowgill, 2007; Gold et al., 2009).

2.1 The West Ih Bogd segment

2.1.1 Noyan Uul site

The Noyan Uul site is situated within the Noyony Nuruu massif, immediately west of the Ih Bogd massif (Figure 1B). Here, the N095°E trending Bogd fault separates a mountainous area to the south from the alluvial plain to the north (Figure 2). Along the fault, three alluvial fan surfaces (S0, S1, and S2) are displaced. S0 surface, the youngest one, still shows a bar-and-swale morphology while the S1 and S2 surfaces are flatter, deeply incised and there are few remaining standing boulders (Figure 3).

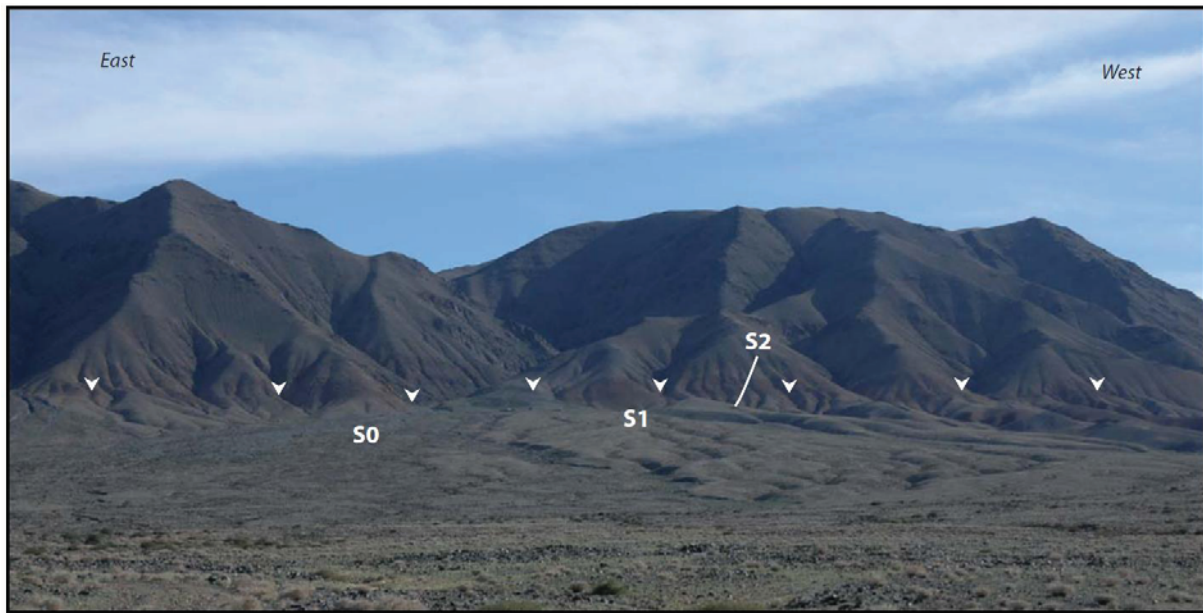


Figure 2: Photography showing the Noyony Nuruu Massif and the three alluvial fans (S0, S1, S2) at the Noyan Uul site. White triangles represent the fault line in the landscape.

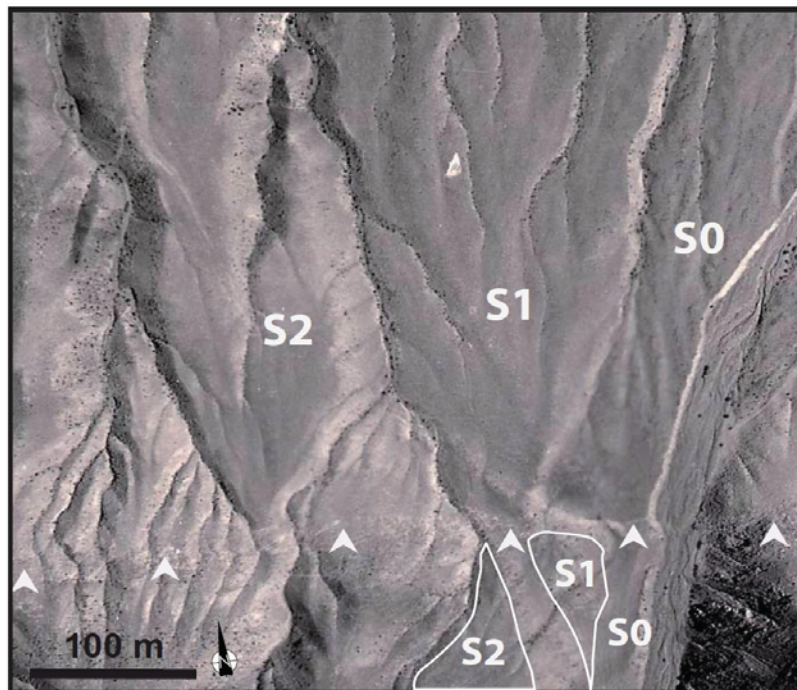


Figure 3: Aerial photograph (1958) showing the three alluvial fans displaced along the Bogd fault. Three alluvial surfaces S0, S1 and S2 are in the north part of the fault while the remnant surface of S1 and S2 surfaces are identified in the western part of the canyon incision.

The incisions are deeper and more widely spaced on S2 than on S1. The overall pattern reflects the classic evolution of alluvial surfaces with a high-frequency/low-amplitude topographic signal covered by boulder fields on S0, evolving towards a low-frequency/high-amplitude topographic signal on which the number of standing boulders diminishes gradually on S1 and S2 (e.g. Ritz et al., 2006). On the south side of the fault, within the canyon incision, we mapped remnant surfaces corresponding to S0, S1, and S2 surfaces (Figure 3).

Estimating offsets - Using 1/25000 scale aerial photographs from a 1958 Russian – Mongolian airborne survey, Ritz et al. (1995; 2006) estimated the displacements of S1 and S2 surfaces to be 110 ± 10 m and 220 ± 10 m, respectively. In order to estimate more accurately the cumulative displacements, we surveyed the area with Real Time Kinematic GPS to produce a digital elevation model (DEM) that we combine with aerial photographs (Figure 3).

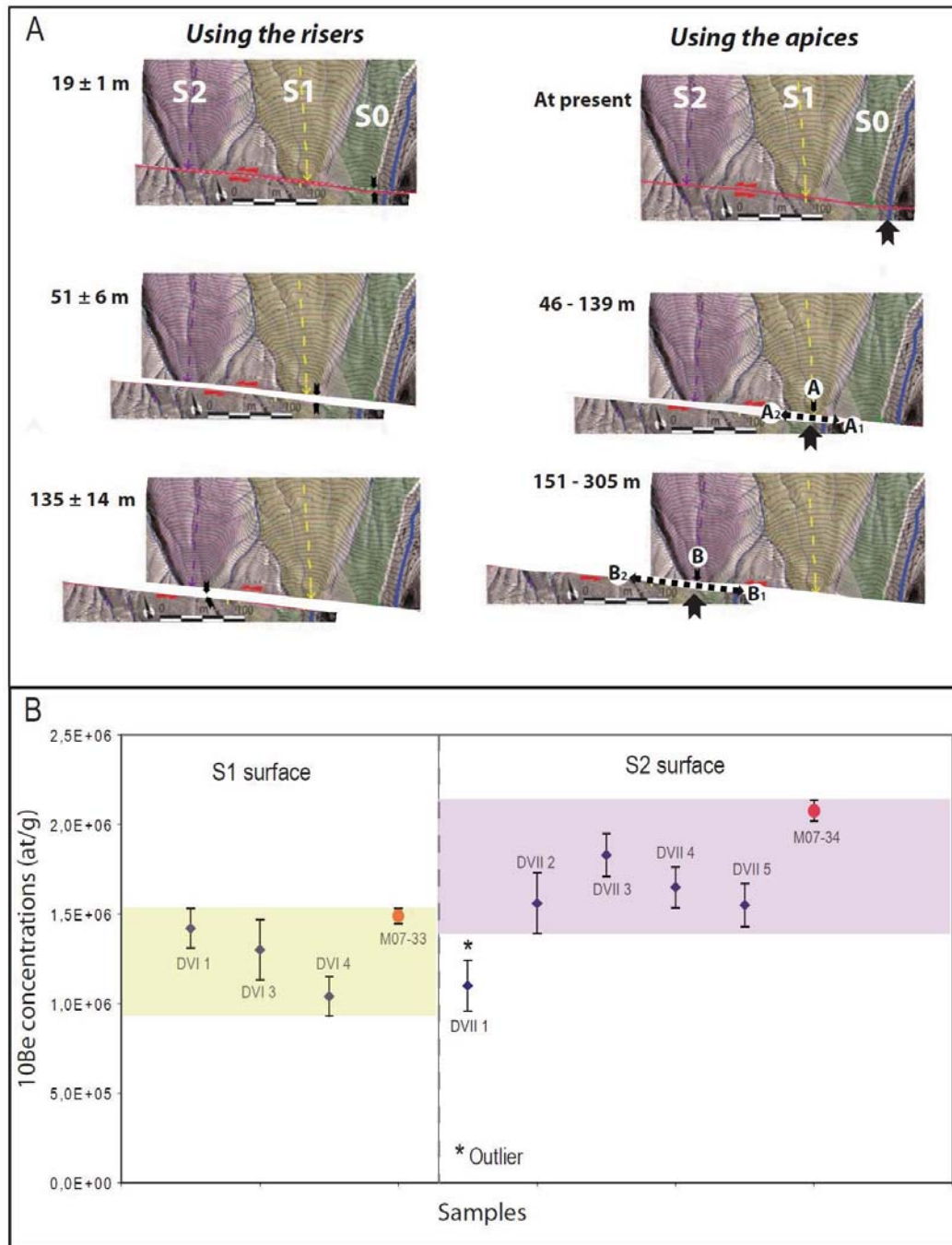


Figure 4: A) Morphological analyses at the Noyan Uul site with the Digital elevation models and the morphotectonic reconstruction using the risers or apices of the alluvial fans. B) ¹⁰Be surface concentrations for S1 and S2 surfaces. The blues dots are for the samples collected in 1995 (from Ritz et al, 1995) and restandardized here. The red dots are for the two amalgamated samples collected during the 2007 fieldtrip.

The riser between the S0 surface and the present stream bed is offset 19 ± 0.5 m (Figure 4). Using the S1/S0 riser and the S2/S1 riser, we measured offsets of 51 ± 6 m and 136 ± 14 m, respectively. To estimate the total offset of S1 and S2 surfaces, we also use their apices (defined by both the radial rill patterns incising the surfaces and the contours lines) with respect to the width of the catchment of the outlet axis (Figure 4). The maximum value is defined by the incision of the stream within the bed rock in the eastern part of the canyon, and the minimum value by the riser between alluvial surfaces in the western part of the canyon incision. Indeed, the center of the drainage at the

time of S1 deposition may have been located west of the present-day center of the drainage, and the drainage may have incised along the eastern side of the S1 remnant surface fan. For the S1 surface, displacements are ranging from 139 m to 46 m and correspond to the piercing points A-A₁ and A-A₂, respectively (Figure 4A). For the S2 surface, displacements are ranging from 305 m to 151 m and correspond to the piercing points B-B₁ and B-B₂, respectively.

Our estimate for the S1 surface displacement using the axis of incision is similar to the previously published estimate (Ritz et al., 1995; 2006), but with higher uncertainties. This can be explained by both the distortion of the aerial photographs that we corrected using the DEM, and also by the fact that the previous estimate for S1 and S2 cumulative displacement was based on the offsets of two large stream incisions in the alluvial fans relative to streams upslope of the fault, considered as contemporaneous to S2 deposition (Ritz et al., 1995, Figure 2), instead of the offset of the fan apex from the entire width of the canyon.

Dating markers - To date the fan surfaces, we use in situ produced ¹⁰Be data from Ritz et al. (1995) and Vassallo et al. (2005) for surfaces S1 and S2 together with new data from two amalgamated surface samples from S1 and S2 alluvial fans and one depth profile within S2 surface.

Figure 4B shows that the ¹⁰Be concentrations in S1 surface range between 1.04 ± 0.11 Mat/g and 1.37 ± 0.14 Mat/g. For the S2 surface, the ¹⁰Be concentrations range between 1.56 ± 0.17 Mat/g and 1.83 ± 0.12 Mat/g, considering sample DVII-1 as an outlier. The ¹⁰Be concentrations for the two amalgamated samples are 1.49 ± 0.04 Mat/g and 2.08 ± 0.06 Mat/g, on S1 and S2 surfaces respectively. The offset of surface S2 being more than twice that of surface S1, the S2 concentration should be much larger than the S1 concentration if we assume a constant slip rate. However, the difference in ¹⁰Be concentrations between S1 and S2 surfaces is only 0.38 Mat/g suggesting that S2 has probably reached steady-state and that S1 may be approaching steady-state concentrations. We calculate maximum denudation rates to be on the order of 8.2 m/Myr and 6.8 m/Myr for S1 and S2 surfaces respectively.

Figure 5 shows the depth distribution of ¹⁰Be concentrations in samples from surfaces S1 and S2. Both profiles show a decrease in ¹⁰Be concentrations at depth reaching non-negligible ¹⁰Be concentrations at 2 m, attesting to an inheritance of 0.35 - 0.40 Mat/g. Following the process described by Braucher et al. (2003) and Siame et al. (2004), we modelled the ¹⁰Be distribution taking into account the denudation and the inheritance. We use a chi-squared inversion (see appendix for more details) to minimize the difference between observed and modelled ¹⁰Be data, with the denudation and the inheritance free to vary. The best fit for S1 is for a denudation rate of 8.1 ± 0.5 m/Myr, and an inheritance of 0.56 Mat/g (Figure 5A) with a surface at steady-state. Note that 0.56 Mat/g corresponds to the inheritance at the time of deposition before subsequent exposure and denudation. After exposure and denudation, the concentration at 2 m depth becomes lower than the initial inheritance. The best fit for S2 gives a denudation rate of 6.8 ± 0.2 m/Myr, and an inheritance of 0.44 Mat/g with a surface at steady-state (Figure 5B). Both surfaces being at steady-state and assuming constant denudation rates,

the best we can do is to determine the minimum exposure ages or effective irradiation time (T_{eff}), that is the minimum time required to reach the steady state for a given denudation rate (Lal., 1991). The estimates of T_{eff} are 108 ka for S1 and 130 ka for S2.

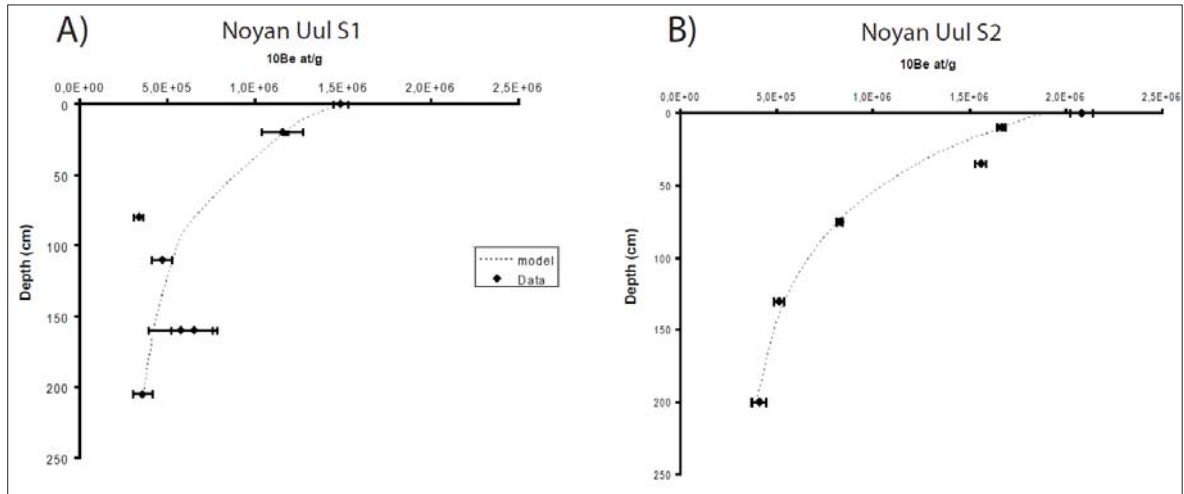


Figure 5: Depth distribution of ^{10}Be concentrations in S1 and S2 surfaces. Black squares are for the data; the dashed lines represent the best fit using a chi-squared inversion. A) Depth profile within S1 surface. B) Depth profile within S2 surface.

Estimating slip rates - To determine the slip rate, we consider only the T_{eff} calculated for the S1 surface (108 ka), because both S1 and S2 surfaces are approaching the steady state, the apparent exposure age calculated for the youngest surface (S1) is closer to the true age. To calculate a slip rate we used the offset of S1/S0 riser (51 ± 6 m) that we divided by the age of S1 surface, yielding a minimum slip rate of 0.5 ± 0.1 mm/yr. Using the apex offset for S1 (46 m to 139 m), we estimate a minimum slip rate ranging from 0.4 mm/yr to 1.3 mm/yr. To calculate a maximum slip rate we used the offset of S2/S1 riser (136 ± 14 m) that we divided by the age of S1 surface, yielding a slip rate of 1.3 ± 0.1 mm/yr. Using the apex offset for S2 (151 m to 305 m), we estimate a maximum slip rate bounding between 1.4 mm/yr and 2.8 mm/yr.

The slip rate at Noyan Uul is bracketed between 0.4 mm/yr and 2.8 mm/yr using the apices, and between 0.4 and 1.4 mm/yr using the riser and considering a constant slip rate over the deposition times.

2.1.2 West Noyan Uul site

The West Noyan Uul site is situated 15 km west of the Noyan Uul site within an area where relief is lower (Figure 1B). The rupture pattern of the Bogd fault, which was simple at Noyan Uul, is more complex at this location, with several obliquely trending segments (Figure 6). As described in Kurushin et al. (1997), there are two branches of the fault at this location. The main fault is expressed as a low north-facing scarp trending in a westerly direction across alluvial surfaces. Farther south, the second branch forms the northern boundary of the massif, and trends in a south-westerly direction for about 3 km, and then curves towards the northwest for about 1.5 km before rejoining the main fault. The overall pattern can be described as a releasing bend at the east side of figure 6, which is consistent

with the numerous normal fault scarps described by Kurushin et al. (1997) in this area. The region farther west, where the two faults strands rejoin may be described as a restraining bend, consistent with the thrust fault scarp in this area.

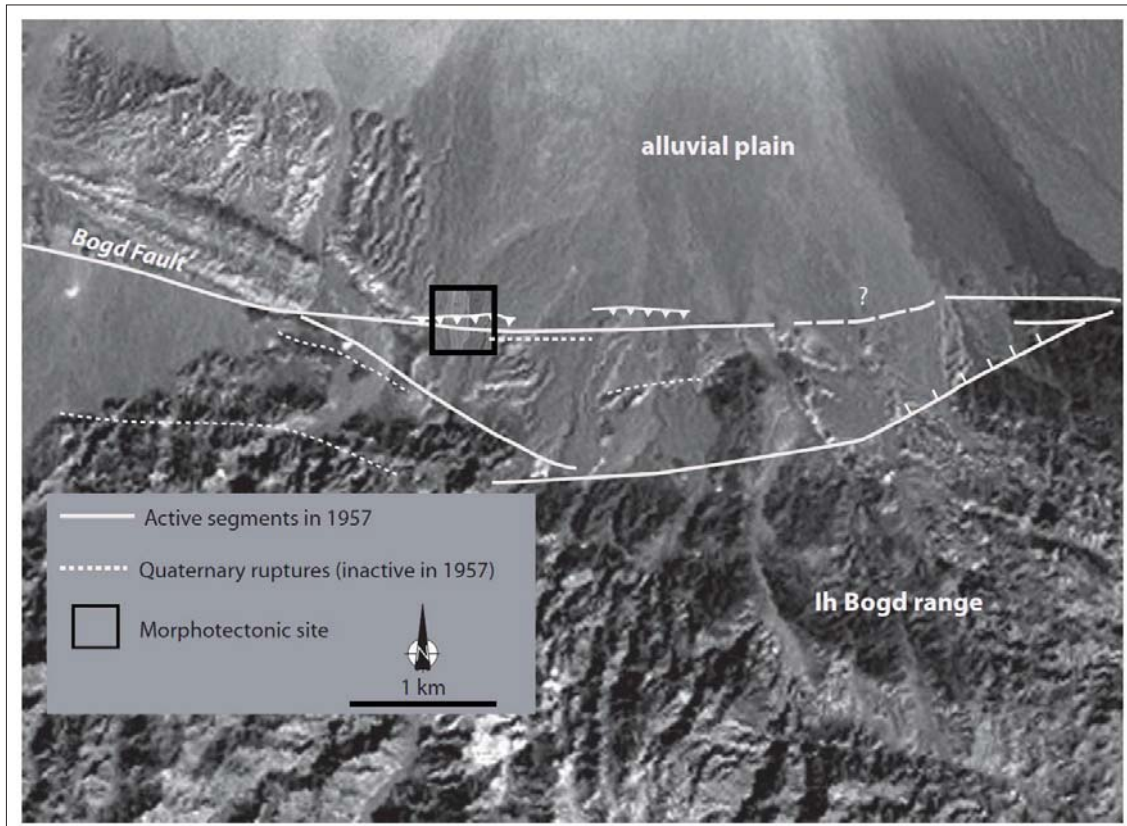


Figure 6: SRTM imagery (<http://srtm.csi.cgiar.org>) for the West Noyan Uul site, with 1957 surface ruptures mapped in white. The black box represents the study area.

Estimating offsets - We studied a site located along the main EW trending fault where a system of alluvial terraces is left-laterally displaced with a small reverse component (Figure 7). Figure 8 shows the aerial photograph of the site and the corresponding DEM obtained from our kinematic GPS survey. On the left bank, we identified a series of four displaced terraces [T3, T2, T1, and T0]. T3 terrace has a flat morphology with some boulders standing above the surface. T2 and T1 terraces present similar morphology with relatively flat surfaces, above which stand large boulders encased in the alluvial sediments that underlie the surfaces. T0, the youngest terrace, is characterized by a well-preserved bar-and-swale morphology. South of the fault, we have subdivided the T0 surface into two subunits: T0-1 and T0-2. The T0-2 surface is more eroded and shows evidence of incision by T0-1.

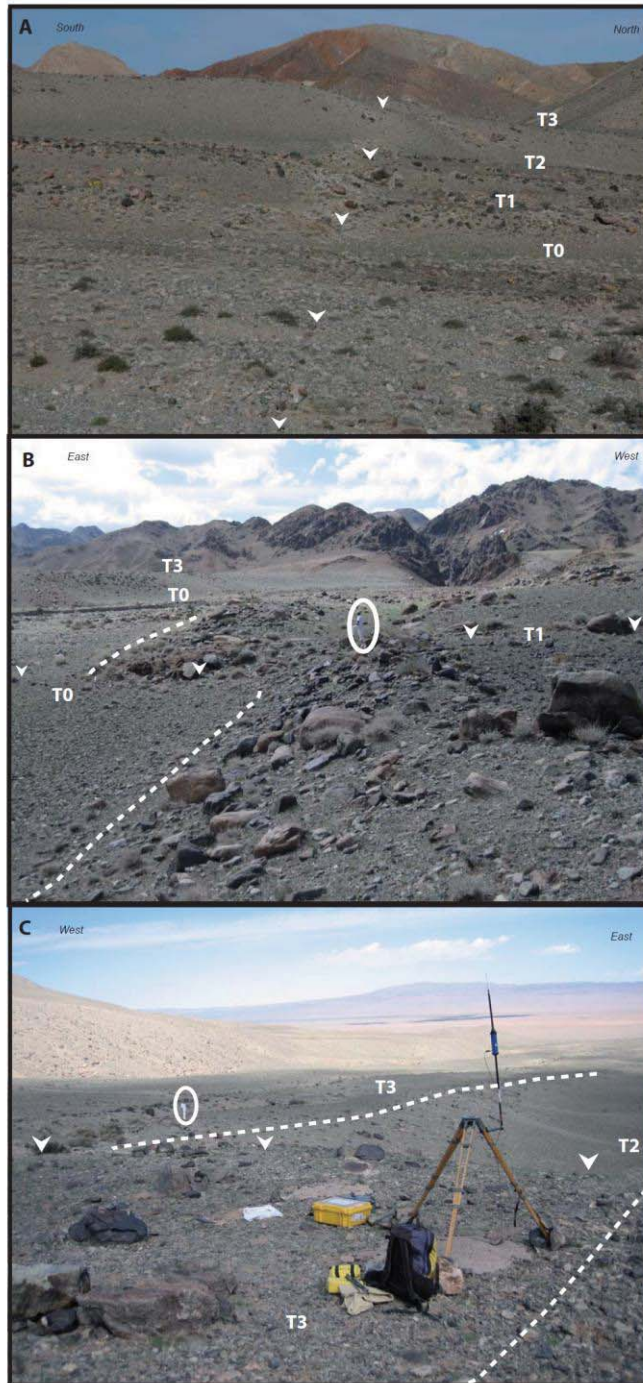


Figure 7: Photography of the West Noyan Uul site.

A) Field photo looking west from T0 terrace in the right bank showing the stepped terraces displaced along the 1957 rupture surface.

B) Field photo (looking south) from T1 terrace showing the T0/T1 riser along the 1957 rupture, with piercing lines (white dashed lines) corresponding to the base of riser T0/T1. Note that A. Chauvet making scale is surrounded by the white circle.

C) Field photo (looking north) from T3 terrace showing the T3/T2 riser along the 1957 rupture, with piercing lines corresponding to the top of riser T3/T2. Note that A. Chauvet making scale is surrounded by the white circle.

The pattern of stepped terraces is asymmetrical across the modern stream channel. On the left bank there is a series of three risers between the four terrace surfaces. Using the DEM that we generated from our survey, we estimate cumulative displacements of 34.3 ± 1.7 m, 24.7 ± 0.7 m, and 11 ± 0.9 m for T3/T2, T2/T1, and T1/T0 risers, respectively (see Figure 8A). The right bank has experienced more severe erosion, and the only preserved terrace riser is between T3 (the highest and oldest terrace) and T0 (the youngest terrace). T2 and T1 terraces have been completely removed. T3/T0 riser offset is 10.8 ± 0.5 m, similar to the T1/T0 riser offset measured on the left bank. This shows that the offset of the T3/T0 riser accumulated after that the lower terrace was abandoned.

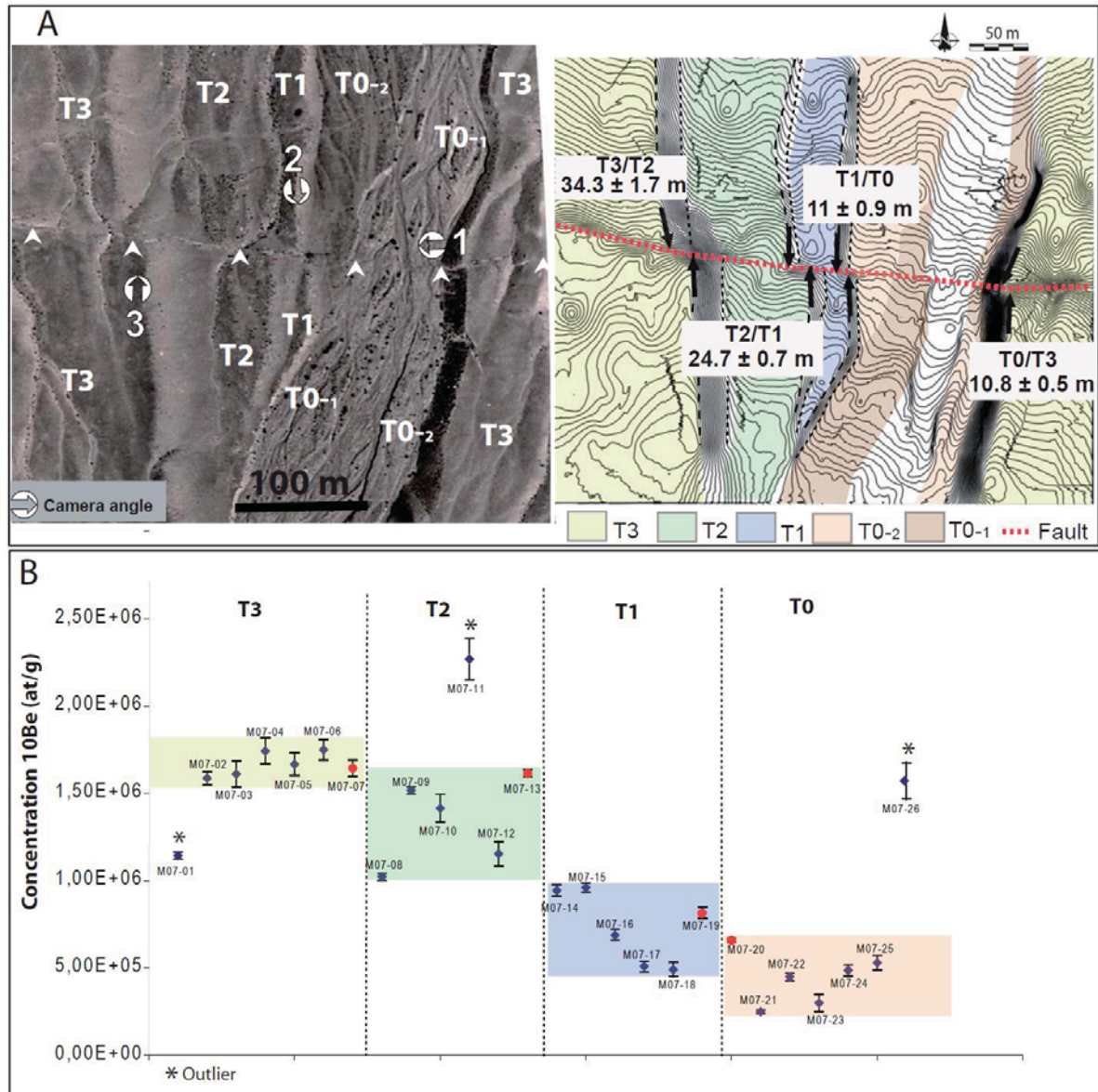


Figure 8: Morphological analyses at the West Noyan Uul site. A) Aerial photography (1958) showing the terraces T0, T1, T2 and T3 displaced along the Bogd fault. Note that we subdivided the T0 terrace into two units T0-1 and T0-2. The locations of field photos in figure 7 are shown here: (1) Figure 7A, (2) Figure 7B, (3) Figure 7C. In the right part are the digital elevation model and the morphotectonic interpretations, based on aerial photographs and reconnaissance field mapping, with the piercing point used to measure the offset risers (black arrows). B) ^{10}Be surface concentrations for the T3, T0, T2, T1 terraces. The blues dots are for the boulders and red dots are for the amalgamated samples collected during the 2007 fieldtrip.

Dating markers - To date the offsets, we measured ^{10}Be concentrations in samples collected within the four alluvial terraces and one soil pit dug into T2 terrace. Figure 8B shows the results of ^{10}Be concentrations for the different terraces. For each surface, we collected 4-6 rock samples from the tops of large boulders (diameter >1m) and one amalgamated sample, made of several tens pebbles with centimetre-size of ~50 cm pebbles, for each surface. The T3 terrace has the highest ^{10}Be concentrations, which range from 1.75 ± 0.07 Mat/g to 1.58 ± 0.03 Mat/g (considering sample M07-01 as an outlier). The ^{10}Be concentration in T2 terrace is between 1.61 ± 0.02 Mat/g and 1.02 ± 0.02 Mat/g, considering sample M07-11 as an outlier. The difference in ^{10}Be concentrations between T3

and T2 surfaces is small suggesting that both surfaces are approaching steady-state concentrations. This allows us to estimate a denudation rate of 8.8 m/Myr and 8.6 m/Myr for T3 and T2 surfaces, respectively.

We found ^{10}Be concentrations between 0.96 ± 0.03 Mat/g and 0.49 ± 0.04 Mat/g for T1, and ^{10}Be concentrations between 0.65 ± 0.01 Mat/g and 0.25 ± 0.01 Mat/g, for T0 terrace (T0-1 and T0-2 surfaces and considering sample M07-26 as an outlier).

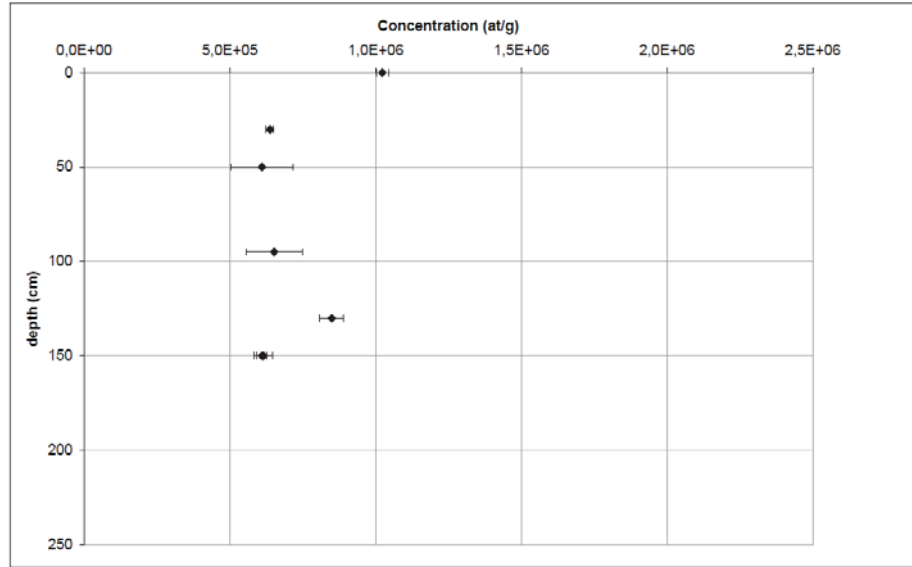


Figure 9: Depth distribution of ^{10}Be concentrations within T2 terrace, at West Noyan Uul site.

Figure 9 shows the depth distribution of ^{10}Be concentrations in the T2 terrace. The concentrations do not show an exponential decrease with the depth as expected. Starting at 1.00 Mat/g at the surface, the ^{10}Be concentration decreases rapidly with depth and stays around 0.6-0.7 Mat/g until 95 cm depth, then increases to 0.85 Mat/g at 130 cm, and drops down to 0.6 - 0.7 Mat/g at 150 cm depth. This pattern is very difficult to interpret, and is probably due to the fact that the concentrations correspond to individual rock samples (pebbles) and not amalgamated samples. The only measurement that we can interpret is the increase in concentration at 130 cm depth. This is consistent with a change that we observed in the stratigraphy at 1 m depth, suggesting that the T2 terrace is composed of a minimum of two depositional units that accumulated before the abandonment of the terrace (Figure 10).

Because the depth profile within T2 terrace is poorly constrained, we use exposure ages obtained from the surficial samples alone. T3 and T2 surfaces being at steady-state and assuming constant denudation rates of 8.8 m/Myr and 8.6 m/Myr (from surfaces concentrations), we determine effective irradiation times (T_{eff}) of 85.3 ka for T2 and 86.4 ka for T3. For the T1 and T0 terraces, we use the surface concentrations to estimate ages assuming no inheritance and taking into account a denudation rate of 8.6 m/Myr estimated from the steady state concentrations of boulders on T2. Following Vassallo et al. (2007b), we then use the lowest ^{10}Be surface concentration for each terrace

to minimize the effect of any exposure history prior to deposition (see Appendix A), yielding ages of 36.9 ± 3.04 ka for T1 and 16.4 ± 0.7 ka for T0.

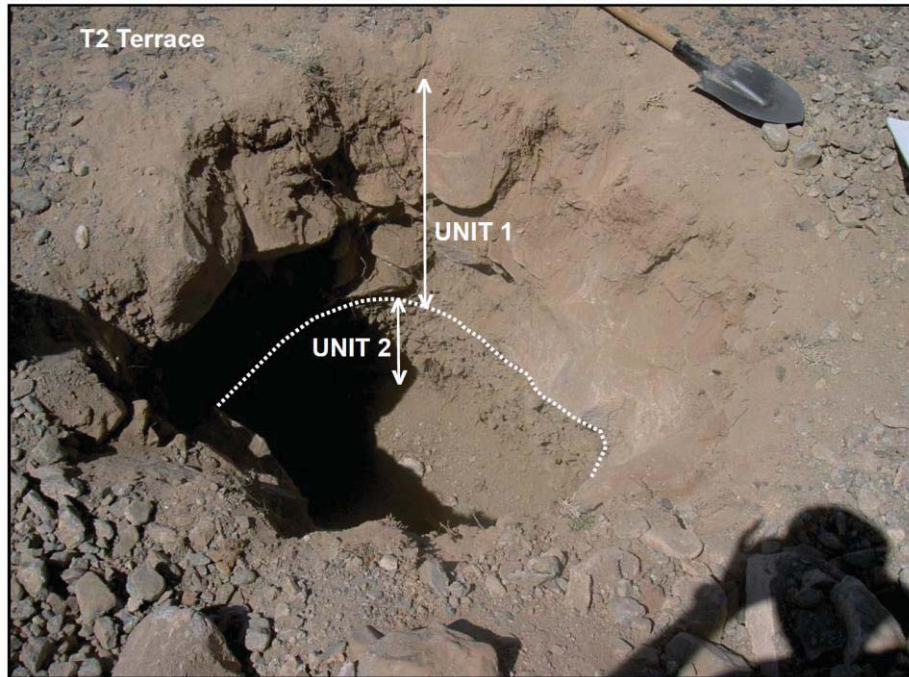


Figure 10: Field photo of the soil pit within the T2 terrace at west Noyan Uul. Two units have been identified by a stratigraphic contact, marked by the white dashed line.

Estimating slip rates - We then estimate maximum horizontal slip rates by dividing the riser offsets by the ages of the lower terraces. Offsets recorded by the T3/T2 (34.3 ± 1.7 m), T2/T1 (24.7 ± 0.7 m), T1/T0-2 (11 ± 0.9 m) and T3/T0 (10.8 ± 0.5 m) risers yield maximum slip rates of 0.40 ± 0.02 mm/yr, 0.67 ± 0.07 mm/yr, 0.67 ± 0.08 mm/yr and 0.66 ± 0.06 mm/yr, respectively. We then estimate minimum slip rates by dividing the riser offsets by the ages of the upper terraces. A minimum slip rate of 0.3 ± 0.05 mm/yr is estimated for the T1/T0-2 riser, 0.3 ± 0.01 mm/yr for the T2/T1 riser. However, we do not consider using the T3/T2 and T3/T0 riser offsets to calculate a minimum slip-rate estimate, because the T3 surface is at steady-state, and therefore the age is a minimum, and we have no maximum age estimate for this surface.

2.2. North Ih Bogd segment

Along the North Ih Bogd segment, we estimated the horizontal slip rate of the Bogd fault at Bitut, a site located 40 km east of the the Noyan Uul site (Figure 1). There, a system of alluvial terraces at the outlet of the Bitut valley is displaced by the N105°E striking Bogd fault. The deformation is partitioned between a left-lateral strike-slip fault and a reverse fault located ~1km north of the strike-slip fault (Figure 11). Vassallo et al. (2007b) estimated a ~0.1 mm/yr vertical slip rate along the reverse segment. The horizontal slip rate was not estimated.

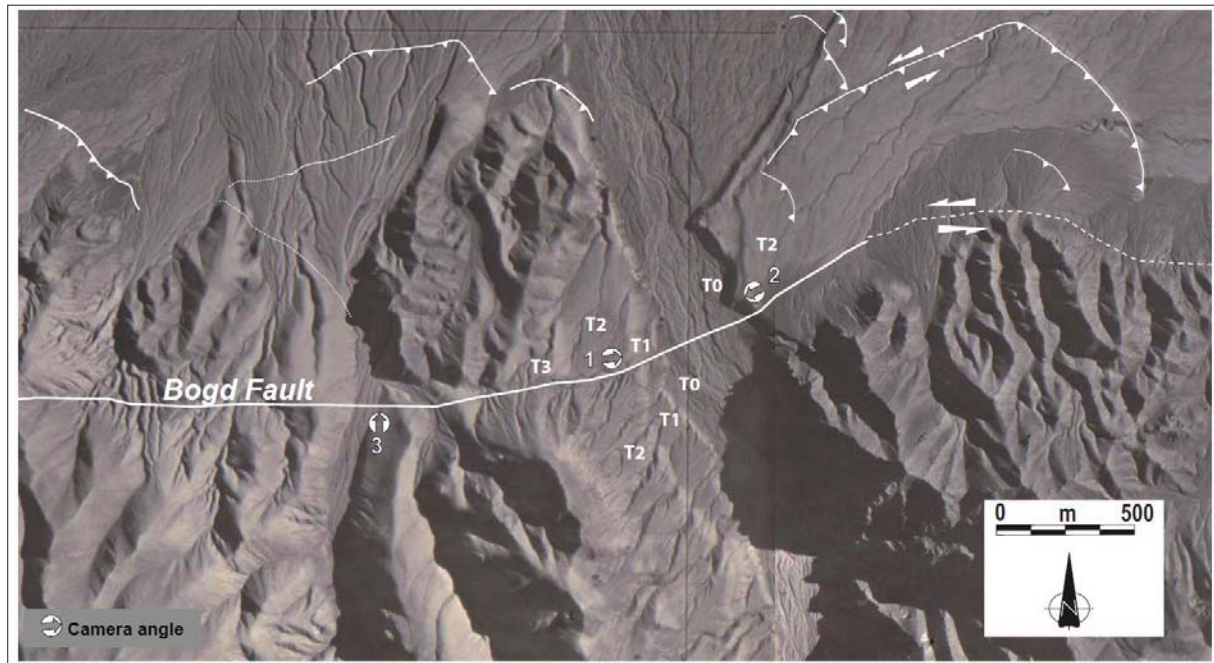


Figure 11: Aerial photo (1958) with a comprehensive view of the Bitut area. 1957 surface ruptures are mapped with white lines. Locations of field photo are reported: (1) Figure 12B, (2) Figure 12A, (3) Figure 14.

Estimating offsets - As observed at the West Noyan Uul site, the number of terraces is different on either side of the canyon (Figure 12). On the left bank, we identified a series of three displaced terraces [T2, T1, and T0]. T2 and T1 surfaces show a flat morphology with some boulders standing above the surface and still encased in it. The flatness of the two surfaces is due to erosion dominantly by wind deflation (Ritz et al., 2006). T0 surface is very different showing a bar-and-swale morphology with well preserved boulders bars, attesting to a much younger age.

Using our DEM combined with aerial photographs, we mapped the offset terrace risers and other morphotectonic features (Figure 13A). A tributary channel flows along the fault zone and has deposited two small alluvial cones on top of the T1 and T0 surfaces. The channel and the cones have obscured the risers in the area and, to estimate where the risers intersect the fault, we have to project quite a long distance these piercing lines to determine the offsets (Figure 13). We estimate cumulative displacements of 53.7 ± 12 m and 46.7 ± 5 m for T2/T1 riser and T1/T0 riser, respectively (Figure 13). On the right bank, only terraces T2 and T0 are preserved, while T1 has been removed by erosion. We estimate an offset of 9.1 ± 0.5 m for T2/T0 riser.

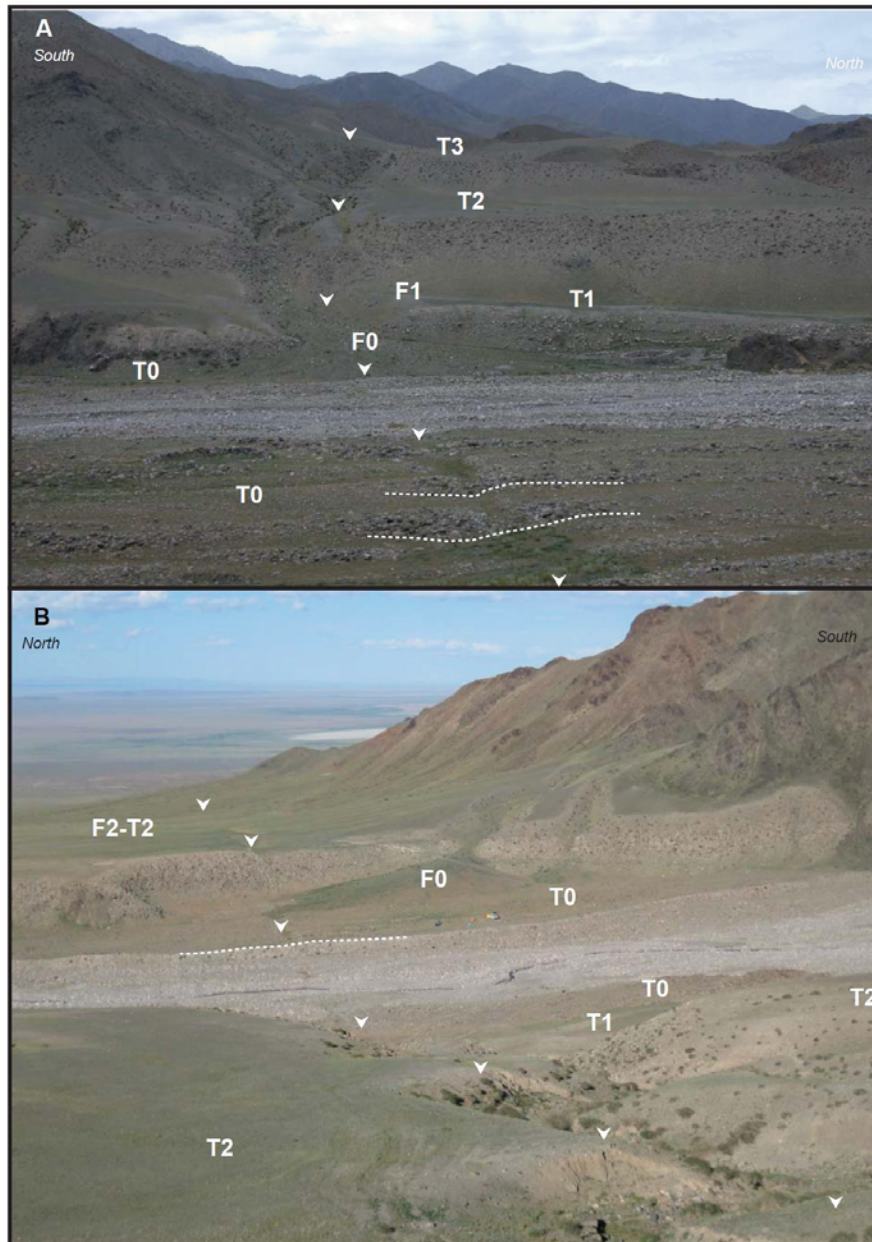


Figure 12: Photography of the Bitut site. A) Field photo (looking west) from T2 fan-terrace, in the right bank, showing the terraces displaced along the 1957 rupture in the left bank. In the first plane, bars and swale on the T0 terrace are visible. The white dashed lines represent the offset of boulder bars. B) Field photo (looking east) from T2 terrace in the right bank showing the T3/T0 riser in the left bank and the morphology of the T0 terrace. The white dashed line represents the offset riser between T0 terrace and the present river bed.

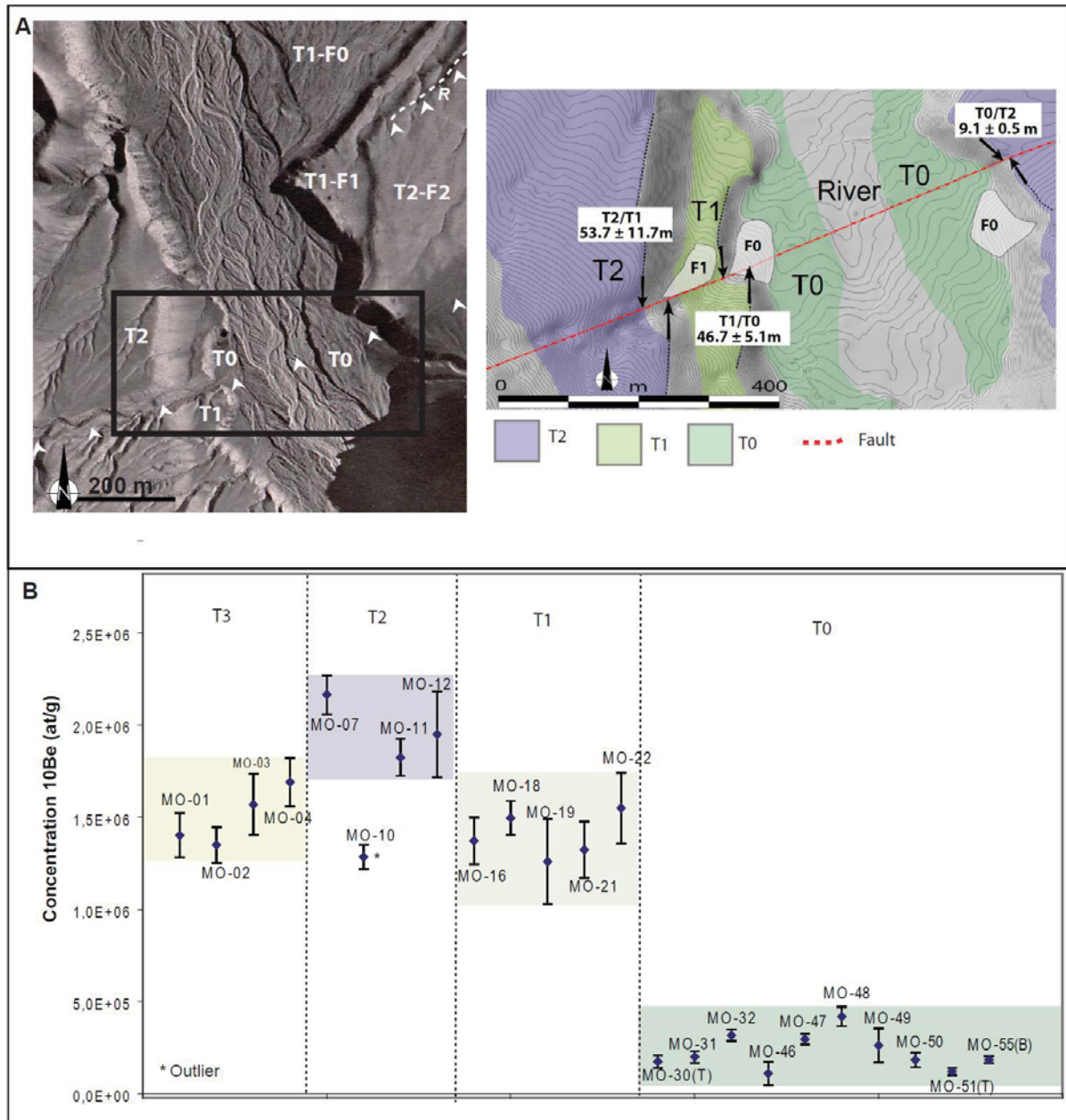


Figure 13: Morphological analyses at the Bitut site. A) Aerial photography (1958) showing the terraces displaced along the Bogd fault. The white triangles represent the 1957 surface rupture. In the right part are the digital elevation models and the morphotectonic interpretations with the piercing points used to measure the offset risers (black arrows). Note that T3 was not surveyed by the DEMs. B) ^{10}Be surface concentrations for the T3, T0, T2, T1 terraces.

Dating markers - We use the ^{10}Be concentrations published in Vassallo et al. (2007b), which we recalculate using modern standards, to estimate the ages of the terraces. Additionally, we use luminescence dating techniques (Wintle and Murray, 2006; Lian, 2007) in order to have independent age control.

Figure 13B presents ^{10}Be concentrations from surficial boulders. The T3 (oldest) terrace (location in Figure 11) was not surveyed by the kinematic GPS, but samples for ^{10}Be analysis were collected on the top of the remnant surface. T3 terrace has ^{10}Be concentrations ranging between 1.35 ± 0.10 Mat/g and 1.69 ± 0.13 Mat/g. T2 terrace, below T3, has concentrations ranging between $1.82 \pm$

0.09 Mat/g and 2.16 ± 0.10 Mat/g with one outlier (MO-10). In T1 terrace ^{10}Be concentrations range between 1.26 ± 0.23 Mat/g and 1.55 ± 0.19 Mat/g. In T0 terrace, the ^{10}Be concentrations range from 0.11 ± 0.06 Mat/g to 0.42 ± 0.05 Mat/g. There are no significant differences in ^{10}Be concentrations among T3, T2 and T1. T2 concentrations being slightly higher than T3 (which is an older surface) suggest that both surfaces are at steady state with a denudation rate slightly higher for T3 (e.g. Vassallo et al., 2007b). T1 concentrations are slightly lower than T2 concentrations suggesting that this surface is also approaching the steady state.

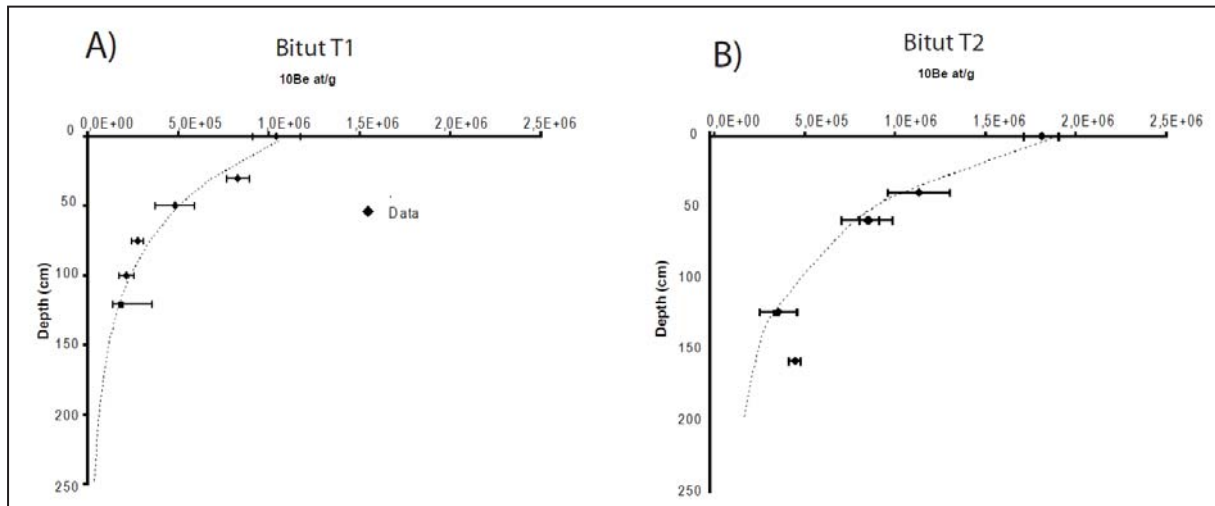


Figure 14: Depth distribution of ^{10}Be concentrations in T1 and T2 terraces. Black squares are for the data; the dashed lines represent the best fit using a chi-squared inversion. A) Depth profile within T1 surface. B) Depth profile within T2 surface.

Figure 14 presents the depth distribution of ^{10}Be concentrations within T2 and T1 terraces. At 250 cm depth, the ^{10}Be concentration is very small showing that pre-exposure of alluvial material before deposition is negligible (Vassallo et al., 2007b). Using the chi-squared inversion procedure described above, we model the data with denudation and inheritance free to vary. For terrace T2, the best fit is obtained with a steady-state denudation rate of 5.7 m/Myr and no inheritance, with a surface at steady-state. Following Lal (1991), we calculate effective irradiation times T_{eff} of 135.2 ka for T2 terrace. For T1, the best fit is obtained with no denudation and no inheritance, yielding an age of 63.2 ± 5 ka. However, as shown by the surface concentrations, the surface is approaching the steady state. Moreover, it is difficult to understand why erosion occurred on terrace T2 while no erosion would have affected terrace T1. As described earlier, both surfaces show evidence of denudation due to wind deflation. We therefore model the data using the same denudation rate determined for T2 (5.7 m/Myr) and allow the inheritance to vary. We obtain an age of 92.4 ± 10 ka for T1, which we consider as more realistic.

In order to estimate the age of T0 terrace from surface concentrations, we follow the same approach as developed in Vassallo et al (2007b). We consider that no significant denudation has occurred on T0 surface because it presents a well-preserved morphology and because the samples were collected from the tops of boulders resting on well-preserved bars (see Ritz et al., 2006). We use

the lowest concentration (M0-51) in order to minimize the pre-exposure, and assuming no denudation and no inheritance we calculate a maximum age of 5.1 ± 0.9 ka.

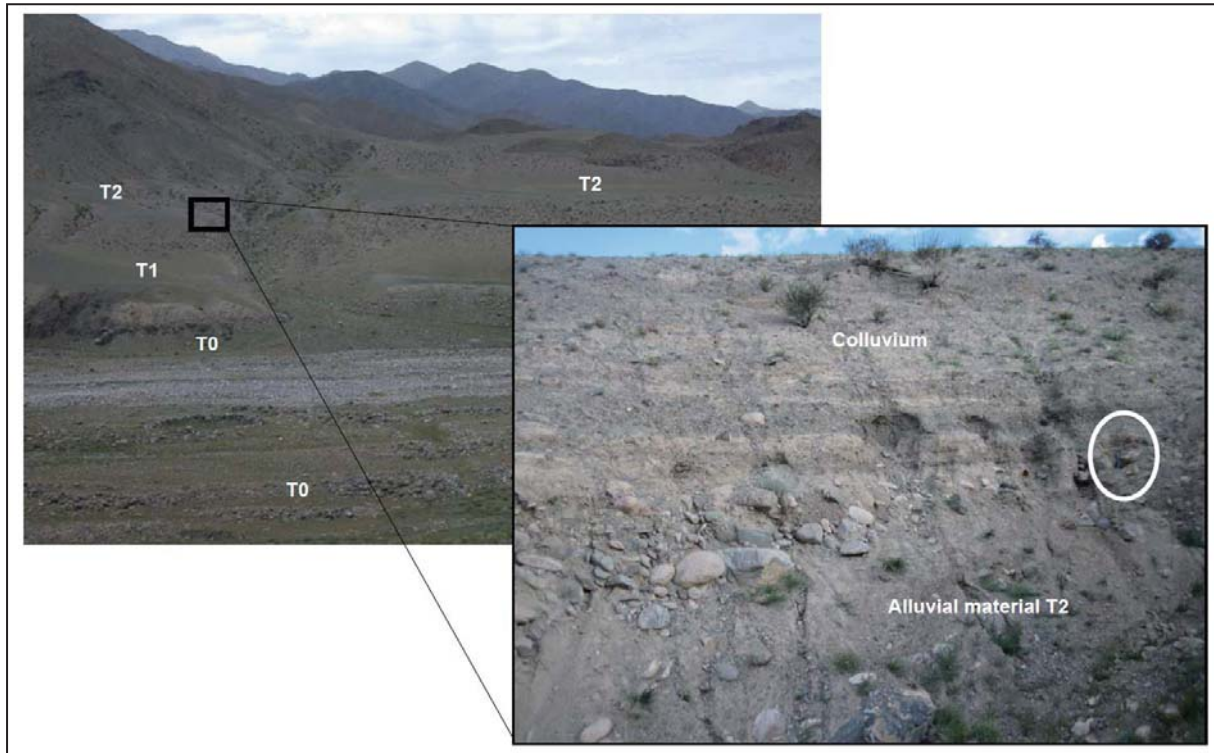


Figure 15: Field photo showing the location of the M07-Bi-OSL-T2 sample in the Bitut terrace (white open dot). This sample is interstratified between the alluvial deposits of the T2 terrace and the colluviums from the T3 terrace.

For luminescence dating, we collected two samples. The first (M07-Bi-OSL-T2) from within a sand layer interstratified between T2 alluvium and the colluvium derived from the T3/T2 riser (Figure 15) and the second from beneath an alluvial surface 2 km to the west (Bi-OSL5, see Figure 16). At the second sample site, we measured a stream incision offset of 3.2 ± 0.8 m, consistent with the offset of the riser between T0 surface and the river bed (Figure 12), and presumed to represent the 1957 displacement.

M07-Bi-OSL-T2 was analysed using Infrared Stimulated Luminescence (IRSL) using the Multiple Aliquot Additive Dose (MAAD) procedure (Aitken, 1998) with the fine-grained ($4-11 \mu\text{m}$) polymineral sample (more details are in appendix B). We used the K-feldspar component because the surface has an old expected age and the quartz component could be saturated. Using the minimum equivalent dose of 1100 ± 200 Grays (Gy), we calculate a minimum age of 210 ± 50 ka (Table 1). We consider this IRSL age estimate closer to the true age of T2 surface than the minimum age given from the steady state ^{10}Be concentration ($T_{\text{eff}} \sim 135$ ka).

Bi-OSL5 was analyzed using the blue light component of quartz and a Single Aliquot Regeneration protocol (Murray and Wintle, 2000). The central age model (CAM) gives an equivalent dose of 12.9 ± 1.6 Gy (details in appendix B and in Table 1), which yields an age of 3.71 ± 0.46 ka, consistent with the ^{10}Be age of surface T0 within the Bitut valley.

Table 2: Luminescence ages of the Bogd samples.

Sample name	% Water content ^a	K (%) ^b	Th(ppm) ^b	U (ppm) ^b	Cosmic dose additions ^c (Gy/ka)	Total Dose rate (Gy/ka)	Equivalent dose (Gy)	n ^d	Age (ka)
M07-Bi-OSL-T2	1 (24)	2.66±0.09	11.09±0.34	2.70±0.34	0.31±0.01	5.18±0.13	>1100 ± 220	-	>210 ± 50 ^e
Bi-OSL5	1 (29)	2.3±0.06	11.50±0.35	2.79±0.12	0.27±0.01	3.47±0.08	12.9 ± 1.60	17 (22)	3.71 ± 0.46
BG09-1	1 (17)	3.90±0.50	21.64±0.47	5.02±0.20	0.28±0.01	10.3±0.16	311.3 ± 20.7	-	39.0 ± 2.66 ^{e,f}

a) Field moisture, with figures in parentheses indicating the full sample saturation %. Ages calculated using 30-35% of saturation values (i.e 10% when full saturation is 34%).

b) Analyses obtained using laboratory Gamma Spectrometry (low resolution NaI detector).

c) Cosmic doses and attenuation with depth were calculated using the methods of Prescott and Hutton (1994).

d) Number of replicated equivalent dose (De) estimates used to calculate the mean equivalent dose. Figures in parentheses indicate total number of measurements made including failed runs with unusable data.

e) Linear + exponential fit used on age, errors to one sigma.

f) fading are reported on the calculated ages.

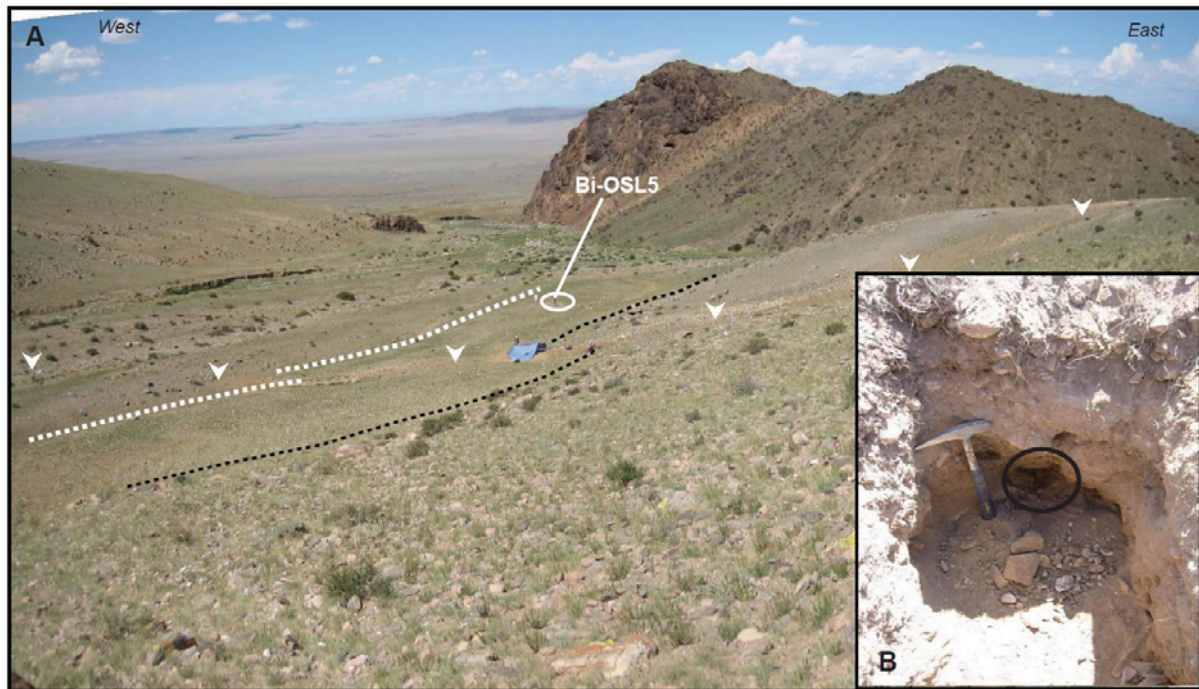


Figure 16: Field photo at the second site of Bitut area (looking north). A) The white dashed lines represent the piercing lines used to define the offset (~3m) within the T0 surface, corresponding to the 1957 co-seismic offset. The black dashed lines are the piercing lines to measure the offset riser of S0/S1 surfaces. Location of the soil pit for Bi-OSL5 collecting is shown. B) Field photo of the OSL collection pit with location of the sample (black open circle).

Estimating slip rates - To estimate the minimum horizontal slip rates, we use the displacements of the offset risers divided by the ages of the upper surfaces. The offset of the T2/T1 riser (53.7 ± 11.7 m) divided by the IRSL age (210 ± 50 ka) of T2 yields a minimum slip rate of 0.28 ± 0.12 mm/yr. We can also obtain a maximum slip rate by dividing the offset of the riser by the age of the lower terrace. Dividing this same offset by the age (92.4 ± 10 ka) of T1 yields a maximum slip rate of 0.58 ± 0.21 mm/yr. These two estimates constrain the slip rate rather tightly. The offset of the

T1/T0 riser (46.7 ± 5.1 m) divided by the ^{10}Be age of the upper terrace T1, yields a minimum slip rate of 0.52 ± 0.12 mm/yr. In this case, unfortunately, the maximum slip rate obtained by dividing this offset by the age (5 ka) of the lower terrace T0 is ~ 9 mm/yr, which is valid as an upper bound but does not provide a very useful constraint. To summarize the results at Bitut, the slip rate is ranging from 0.16 to 0.79 mm/yr.

2.3 The East Ih Bogd segment

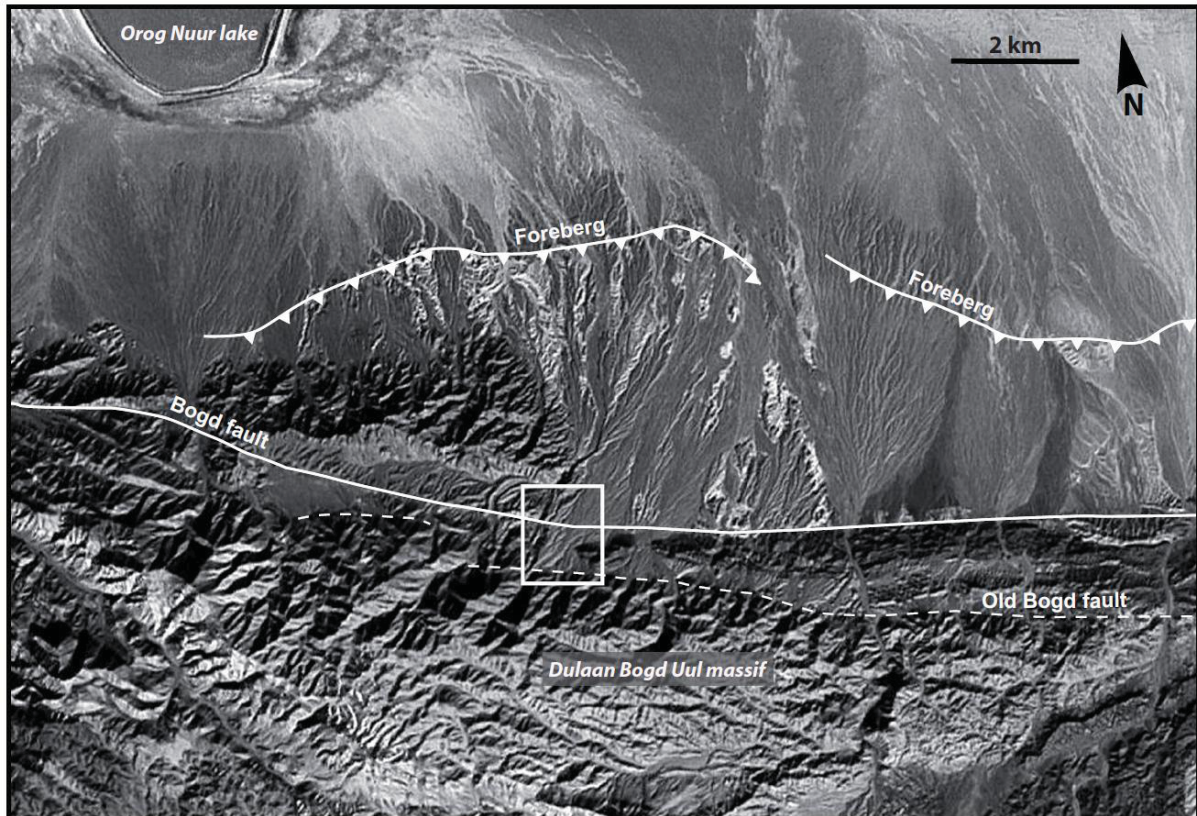


Figure 17: View on google earth imagery (<http://www.earth.google.com>) of the 1957 surface ruptures (white lines) in the Baast Uul area. The white dashed line represents the surface rupture of an old strand of the Bogd fault, inactive during the 1957 earthquake. The white box is for the location of the study area.

Along the East Ih Bogd segment, we estimated the horizontal slip rate of the Bogd fault at Baast Uul, a site located 43 km east of the Bitut site (Figure 1). At this site, the Bogd fault trends N095°E and separates the mountainous area to the south (the Dulaan Bogd Uul massif) from the alluvial plain to the north. In this area, the faulting pattern is complex showing evidence of partitioning between pure strike-slip faulting and reverse faulting (Figure 19). As has been described in several other places along the Bogd fault system (ie Bayasgalan et al., 1999b; Vassallo et al., 2007b), an old, inactive strike-slip fault is observed upslope within the Dulaan Bogd Uul massif (Figure 17).

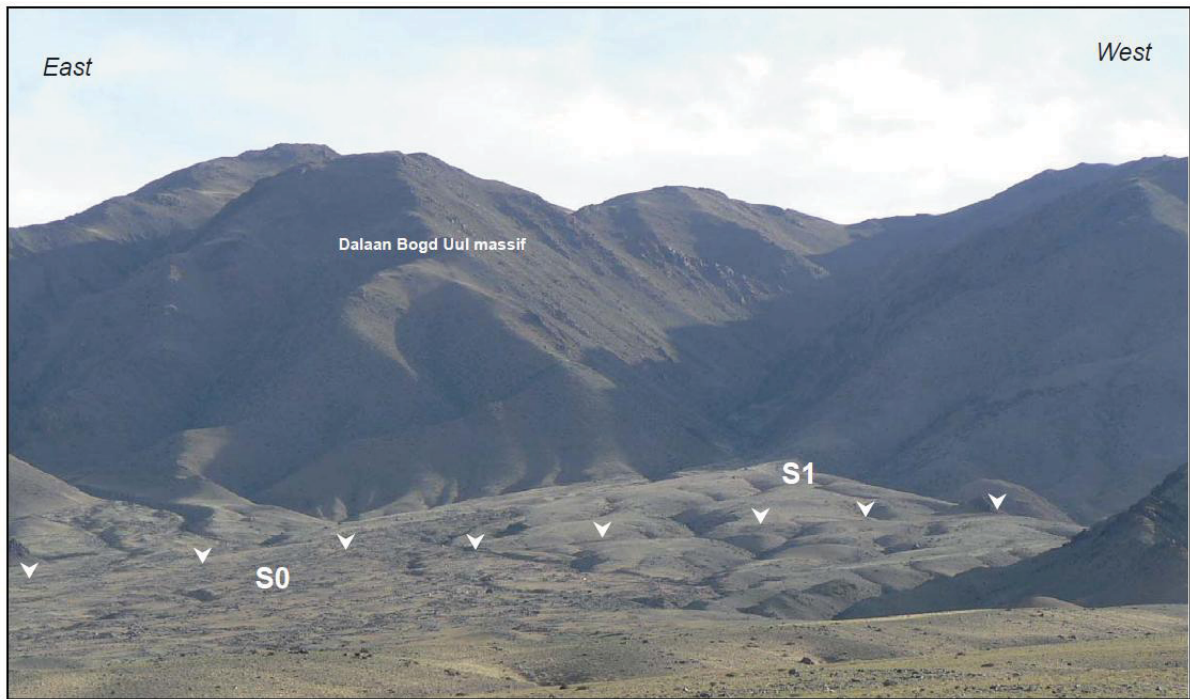


Figure 18: Field photo (looking south) showing the S0 and S1 alluvial surfaces, at the bottom of the Dalaan Bogd Uul massif, cut by the Bogd fault.

Estimating offsets – The currently active trace of the Bogd fault displaces two alluvial fan surfaces [S0 and S1] (Figure 18 and 19). S0 surface, the younger one, shows a bar-and-swale morphology with large boulders and shallow incision while the S1 is deeply incised with few remaining standing boulders. As described at Noyan Uul, the stream incisions are deeper and more broadly spaced on S1 than S0. The streams incised into S1 are displaced along the fault. S1 is bounded to the west by a deep stream incision showing a large cumulative left-lateral displacement. Along the eastern riser of the stream, we mapped two remnant bedrock hills on both sides of the Bogd fault, against which the alluvium associated with the S1 surface is accumulated. Detailed field mapping of the surface, including a topographic survey, allows us to estimate an offset of 18.6 ± 1.9 m for the S1/S0 riser (Figure 19). The depositional contact between S1 surface and the bedrock hills, and the deeply incised stream channel are offset left-laterally 116 ± 16 m (Figure 19 and Figure 20).

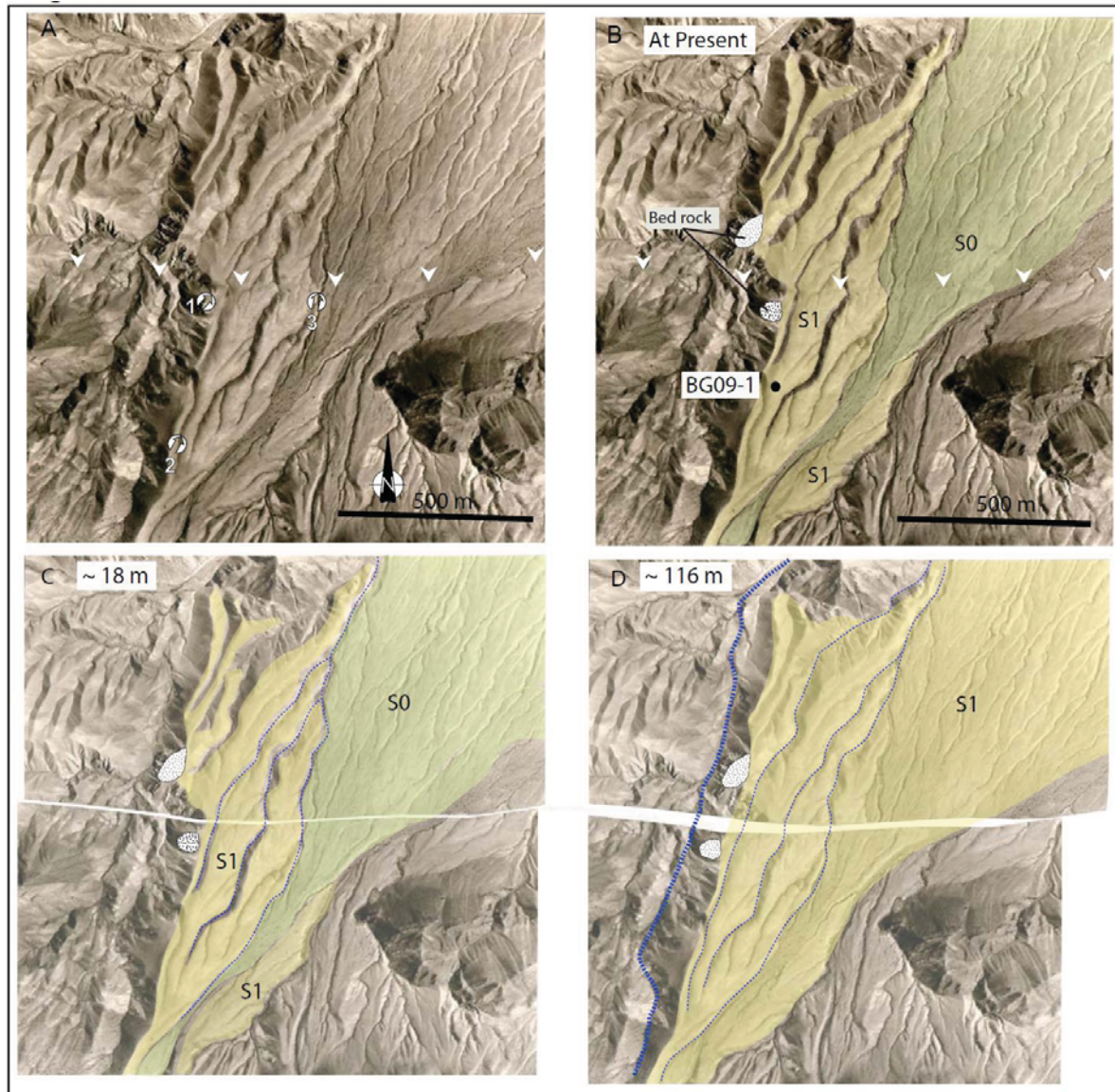


Figure 19: Morphological analyses at the Baast Uul site and reconstruction of history of alluvial fan deposition and erosion based on aerial photography. A) Aerial photography (1958) showing the S0 and S1 alluvial fans displaced along the Bogd fault. The locations of field photos are shown: (1) Figure 29B (2) Figure 22, (3) Figure 29A. B) Morphotectonic interpretations based on aerial photographs and reconnaissance field mapping. The black dot is for the location of BG09-1 luminescence sample. C) Morphotectonic reconstruction for an offset of ~18 m using the riser S0/S1 of alluvial surfaces in the eastern part of the area. Note that thalwegs within S1 and S0 surfaces are connected across the fault. D) Morphotectonic reconstruction for a compensation of ~116 m using the riser of S1 alluvial surface in the western part of the area. In the western part of S1 riser, the large thalweg is well connected with the other side of the incision. Note also that thalwegs within the S1 surface are connected across the fault, and that the west edge of the fan, where it is deposited onto local bedrock highs is also aligned across the fault.

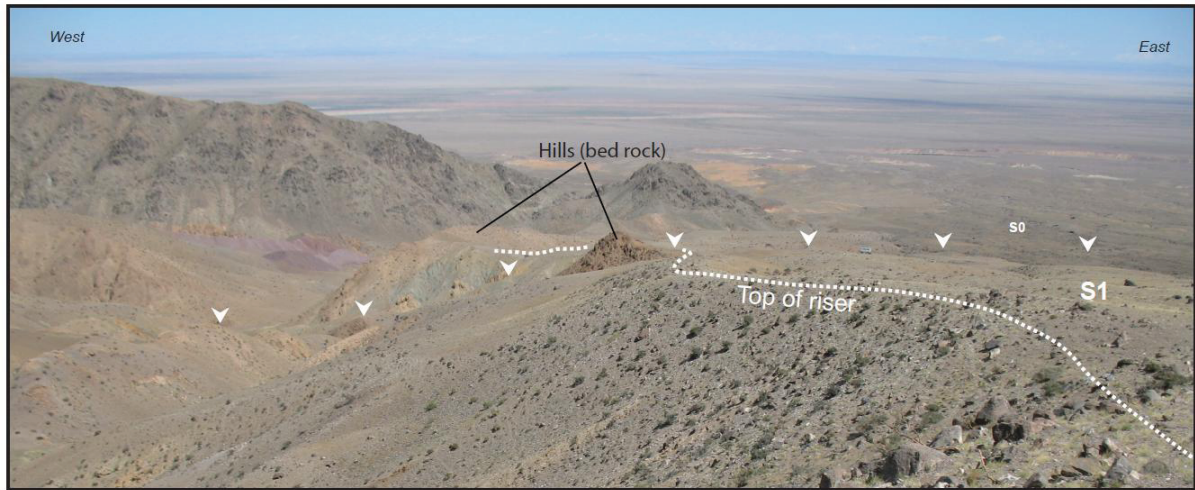


Figure 20: Field photo at Baast Uul (looking north) showing the western riser of S1 surface. White dashed lines are for the piercing lines representing the top of riser S1, used to measure the cumulative displacement of the S1 surface with the Digital Elevation Model.

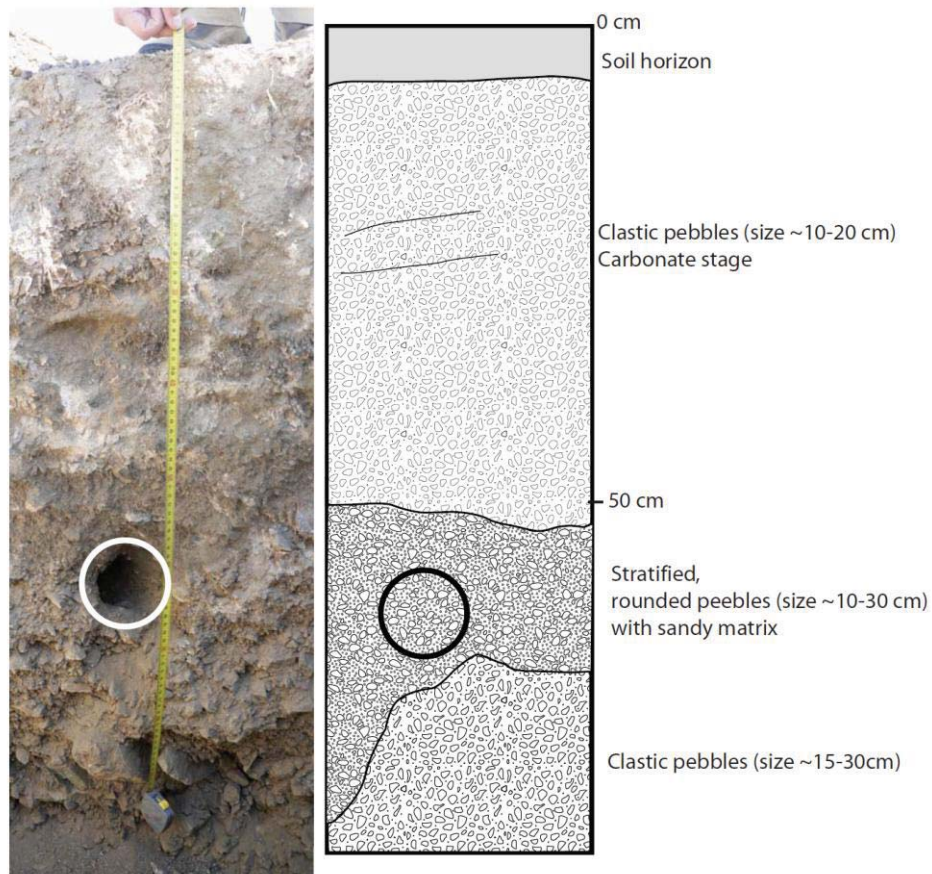


Figure 21: Field view showing the wall where BG09-1 was collected within a coarse matrix and the log interpretation of the profile. The OSL sample was collected within a paleo-channel incising fan deposits at 65 cm depth (black open dot is the location of the sampling).

Dating markers – We use luminescence dating to date the S1 surface. We sampled the surface where its morphology is best preserved (see location, in Figure 19). The sampling protocol and preparation included manual extraction in a portable dark room (Rizza et al., submitted). We collected one sample (BG09-1) at 64 cm depth, within a stratified unit containing rounded gravels (<5 cm) in a

sandy coarse matrix (Figure 21). The sample was analysed using Infrared Stimulated Luminescence (IRSL) using the Multiple Aliquot Additive Dose (MAAD) procedure (Aitken, 1998) with the fine-grained (4-11 μm) polymineral sample. We used the K-feldspar component because 1) the quartz component presents instability with possible albite contamination (e.g. Hülle et al., 2009), 2) the very high dose rate ~ 10 Gy/ka, due to the granitic source material, suggests that the quartz component may be saturated very fast (Table 2).

IRSL decay curves for the 4-11 μm grain size shows saturation, with a minimum equivalent dose of 311.3 ± 6.64 Gy (details in appendix B). Moreover, anomalous fading tests on the stability of the IRSL signal were performed (see appendix for more details) and indicate large signal instability, with recording fades of 5.5 ± 0.5 percent (g-value of 4.16%), which is in agreement with previously published fading tests in the Gobi-Altay area (i.e. Lehkmulh and Lang, 2001; Hülle et al., 2009). Using the minimum equivalent dose and the fading value, we estimate a corrected minimum age of 39.0 ± 2.66 ka.

Estimating slip rate- Dividing the S1 displacement (116 ± 16 m) by S1 minimum depositional age (39.0 ± 2.66 ka) yields a maximum horizontal slip-rate of 3.01 ± 0.63 mm/yr. This corresponds to a maximum bound for the slip rate because the luminescence sample is saturated, and therefore represents a minimum age. However, similarities among fan surface chronologies between Baast Uul, Bitut and Noyan Uul sites, suggest that these surfaces were deposited contemporaneously. In Noyan Uul, S1 surface is 108 ka, while in Bitut, T1 surface is 92.4 ± 10 ka. Therefore, we suggest that the true age of surface S1 in Baast Uul is about 100 ka. If this assumption is correct, this yields a minimum horizontal slip rate of 1.16 ± 0.16 mm/yr.

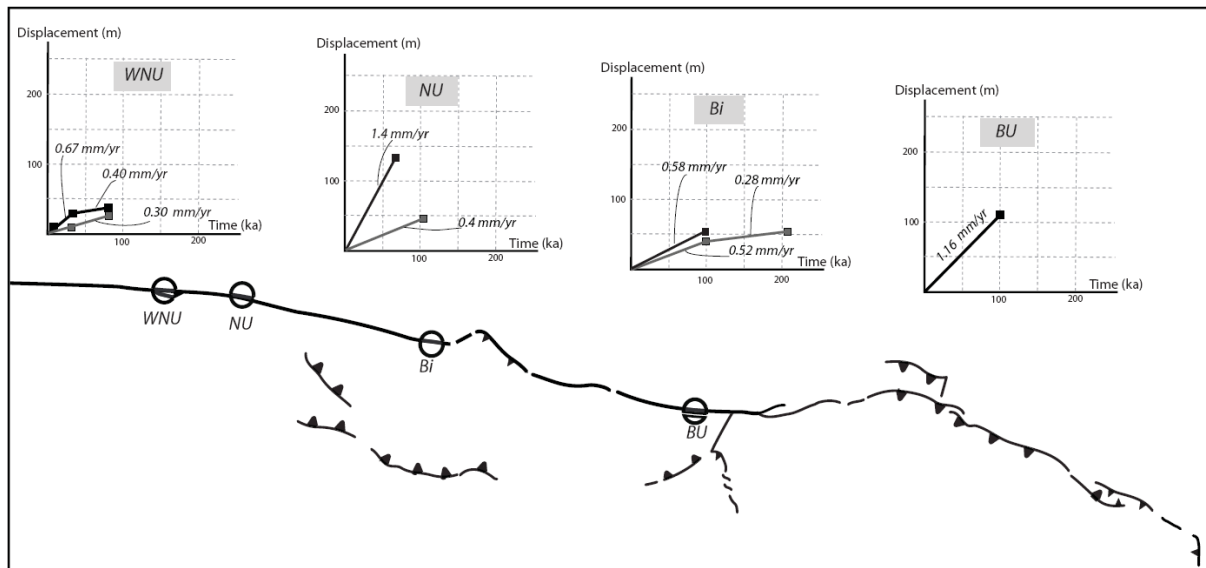


Figure 22: Evolution of the slip rate through time along the Bogd fault, at West Noyan Uul (WNU), Noyan Uul (NU), Bitut (Bi) and Baast Uul (BU) sites. The graphs represent the measured offset markers versus the ages of the markers.

2.4 Variations of the horizontal slip rate within the western Bogd fault

Our study allows us to consider the evolution of the horizontal slip rate along the three western segments of the Bogd fault. Figure 22 shows the slip rates that we estimated at Noyan Uul and West Noyan Uul along the WIB segment, at Bitut along the NIB segment and at Baast Uul along the EIB segment.

Along the WIB segment, at Noyan Uul site, the horizontal slip-rate estimated over the past 110 ka is ranging from 0.4 mm/yr to 1.4 mm/yr, in agreement with previous estimates (Ritz et al., 2005; Ritz et al., 2006). At West Noyan Uul site, the horizontal slip-rate is lower than at Noyan Uul and increases from 0.40 ± 0.04 mm/yr for the past 85 ka to 0.67 ± 0.07 mm/yr for the past 16 ka, suggesting an increase of the horizontal slip rate through time. This result has to be considered in the local context of this site, where the deformation is distributed over two branches forming a releasing bend. Considered together with the fact that both branches are active (they both ruptured in 1957), our result suggests that the deformation is distributed over the two branches and is gradually migrating from the southern branch that forms the main topographic scarp to the younger, northern branch cutting through the pull-apart. A similar feature was described along the Jid fault in Mongolia Altay (i.e. Walker et al., 2006). Along the NIB segment, at Bitut site, the horizontal slip rate increases from 0.28 ± 0.12 mm/yr for the past 210 ka to 0.52 ± 0.12 mm/yr for the past 100 ka, also showing an increase of the horizontal slip rate through time, as observed at West Noyan Uul. This evolution is consistent with observations by Vassallo et al (2007b) suggesting that the deformation was distributed over two branches during the past 200-100 ka and progressively migrated from the southern, older branch ~5 km within the Ih Bogd massif, to the northern younger branch that forms the present-day boundary of the massif. Along the EIB segment, at Baast Uul site, the horizontal slip rate is 1.16 ± 0.16 mm/yr, if our assumption is correct that the S1 surface, which is offset of ~ 120 m, is contemporaneous with S1 surface in Noyan Uul, also displaced ~ 100 m.

Our results suggest that the horizontal slip rate decreases from the WIB segment to the NIB segment, then increases again along the EIB segment. The horizontal slip rate appears to be constant at ~ 1.2 – 1.4 mm/yr along the N095°E trending segments, while it decreases to ~ 0.5 mm/yr along the N110°E trending segment. These differences in slip rate are consistent with the geometry of the fault and the kinematic variations from purely left-lateral strike slip faulting along the WIB and EIB segments to reverse-left-lateral faulting along the NIB segment. They also suggest that the total deformation is conserved along the western part of the Bogd fault between Noyan Uul and Baast Uul.

3. Slip magnitudes of past events

In this section, we consider the slip magnitude of past events by analysing the distribution of displacements along the Bogd fault using kinematic GPS surveys. Comparing 1957 offsets with cumulative displacements allows us to consider the distribution of slip associated with past earthquakes. We focus our analyses on three of the four sites previously described (i.e. Noyan Uul,

Bitut and Baast Uul) in addition to a new site (Zadgay Sayhr) located 11 km east of Baast Uul (Figure 1).

Noyan Uul – In Noyan Uul, we surveyed a 340 m long section of the Bogd fault, located 500 m west of the site studied in section 2.1.1, using a Real Time Kinematics GPS station. There, a series of small thalwegs are offset left-laterally (Figure 23). We use the axes of these thalwegs and the crest lines of ridges separating them (interfluvies) to estimate the horizontal displacements associated with the 1957 earthquake and previous events. We estimate a mean value of 4.6 ± 0.3 m for the 1957 dislocation and we also measure a mean cumulative displacement of 9.6 ± 1.0 m (Table 3). Another topographic survey of an offset stream shows displacement of 22.6 ± 1.8 m (Figure 24), while two offsets of ~ 15 m are estimated farther west, using the aerial photography alone.

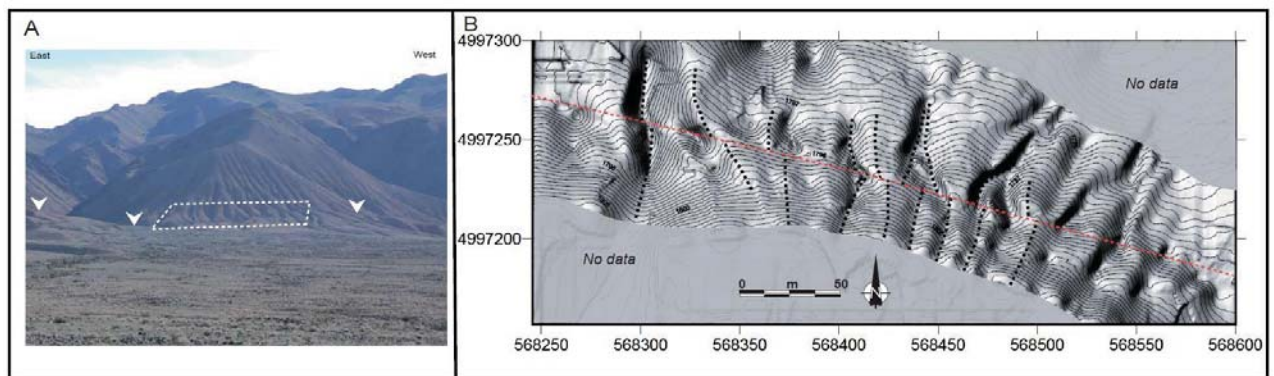


Figure 23: A) Field view (looking south) showing the study area at Noyan Uul with the numerous thalwegs and ridgelines displaced along the Bogd fault. The white dashed box represents the area surveyed with the kinematic GPS. B) Digital elevation model showing the piercing lines (black dashed lines) used to calculate a mean horizontal offset along the Bogd fault (red dashed line). The coordinates are in Universal Transverse Mercator system, zone 48. The contour lines are spaced by 100 cm.

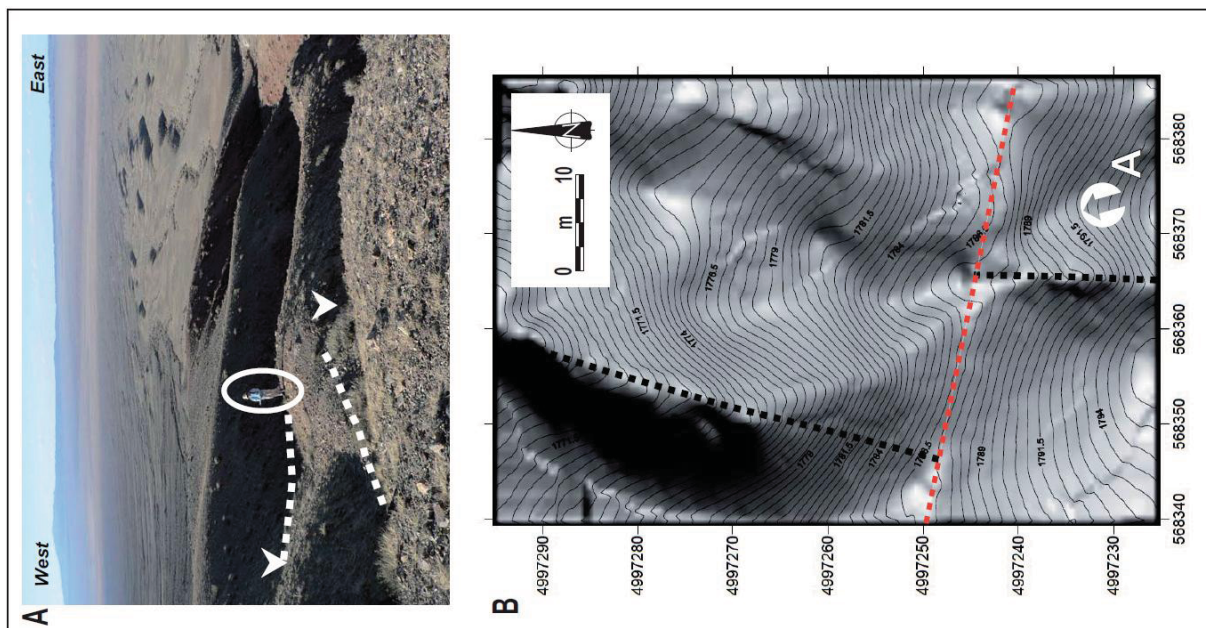


Figure 24: A) Field view at Noyan Uul (looking north) showing a thalweg displaced by several earthquakes along the Bogd fault. Note that S. Mc Gill making scale is surrounded by the white circle. B) Digital elevation model showing the piercing lines (black dashed lines) used to calculate the mean cumulative horizontal offset (22.6 ± 1.8 m) along the Bogd fault (red dashed line). The coordinates are in Universal Transverse Mercator system, zone 48. The contour lines are spaced by 50 cm.

Bitut – In Bitut, we surveyed the offset bars associated with the lower terrace [T0] on the west bank of the Bitut River (Figure 25). We measure a mean left-lateral horizontal offset of 3.2 ± 0.3 m, which represents the 1957 offset (Table 3). Two kilometres westwards, we surveyed an offset stream (see section 2.2) and an offset terrace with displacements of 3.2 ± 0.8 m and 7.8 ± 0.9 m, respectively (Figure 16). Between this site and the Bitut valley, Vassallo et al. (2007b) reported offset values of 3.0 ± 0.5 m, 12 ± 0.5 and 22.5 ± 2.5 m.

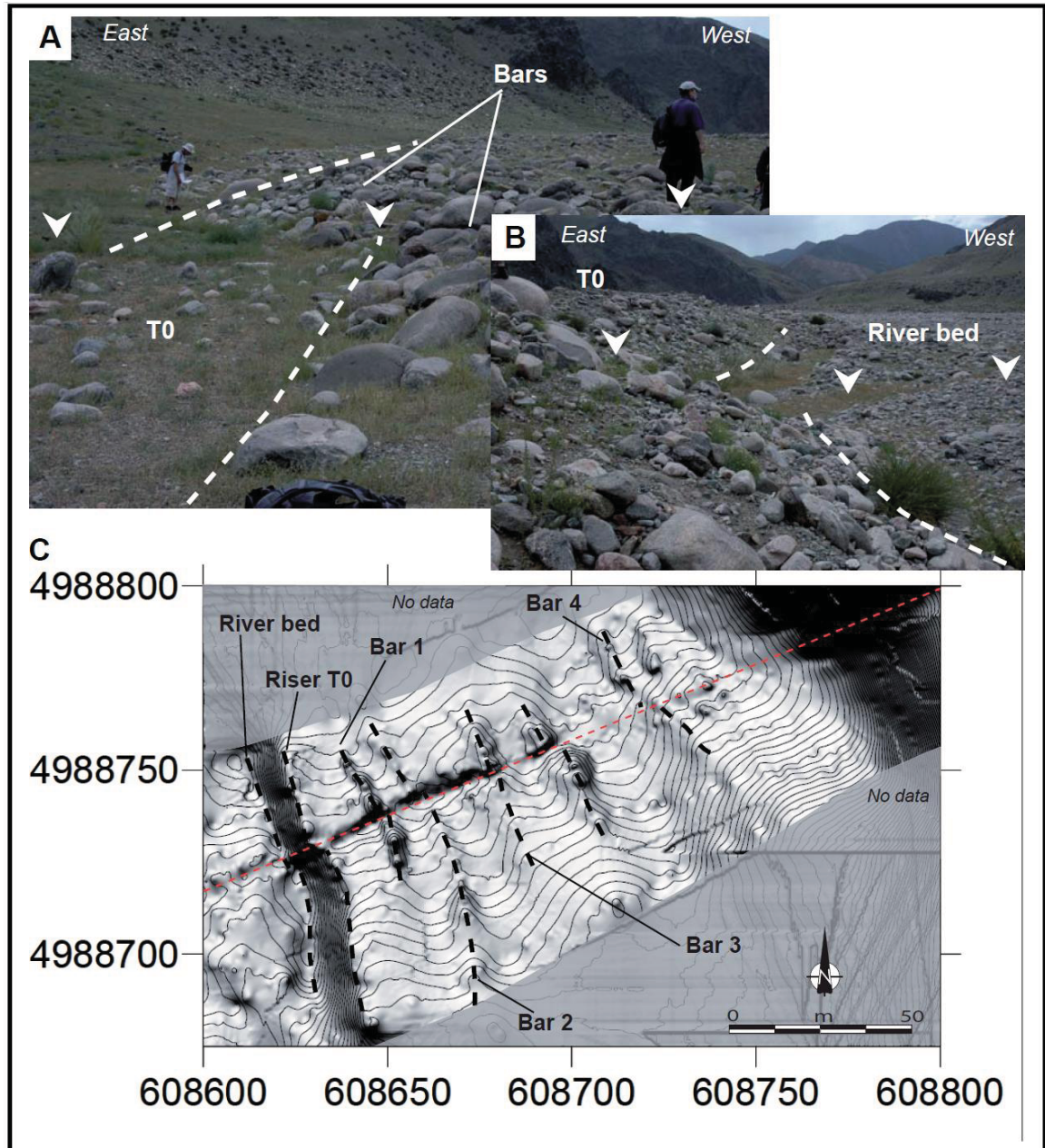


Figure 25: A) Field view at Bitut (looking south) showing the bars and swale morphology in T0 terrace displaced along the Bogd fault. We measured an offset of ~3m using the piercing lines represented by the white dashed lines. B) Field view (looking south) showing bottom of riser between T0 terrace and the river bed (white dashed lines). C) Digital elevation model showing the piercing lines (black dashed lines) used to calculate a mean horizontal offset along the Bogd fault (red dashed line). The coordinates are in Universal Transverse Mercator system, zone 48. The contour lines are spaced by 25 cm.

Baast Uul – At Baast Uul, our GPS survey shows a mean coseismic offset of 4.2 ± 0.9 m for the 1957 event using displaced streams incising the S0 surface, and cumulative offsets of 18.6 ± 1.9 m and 18.4 ± 1.9 m on the S0/S1 riser (see section 2.3) and a stream incising S1 surface, respectively (Figure 26).

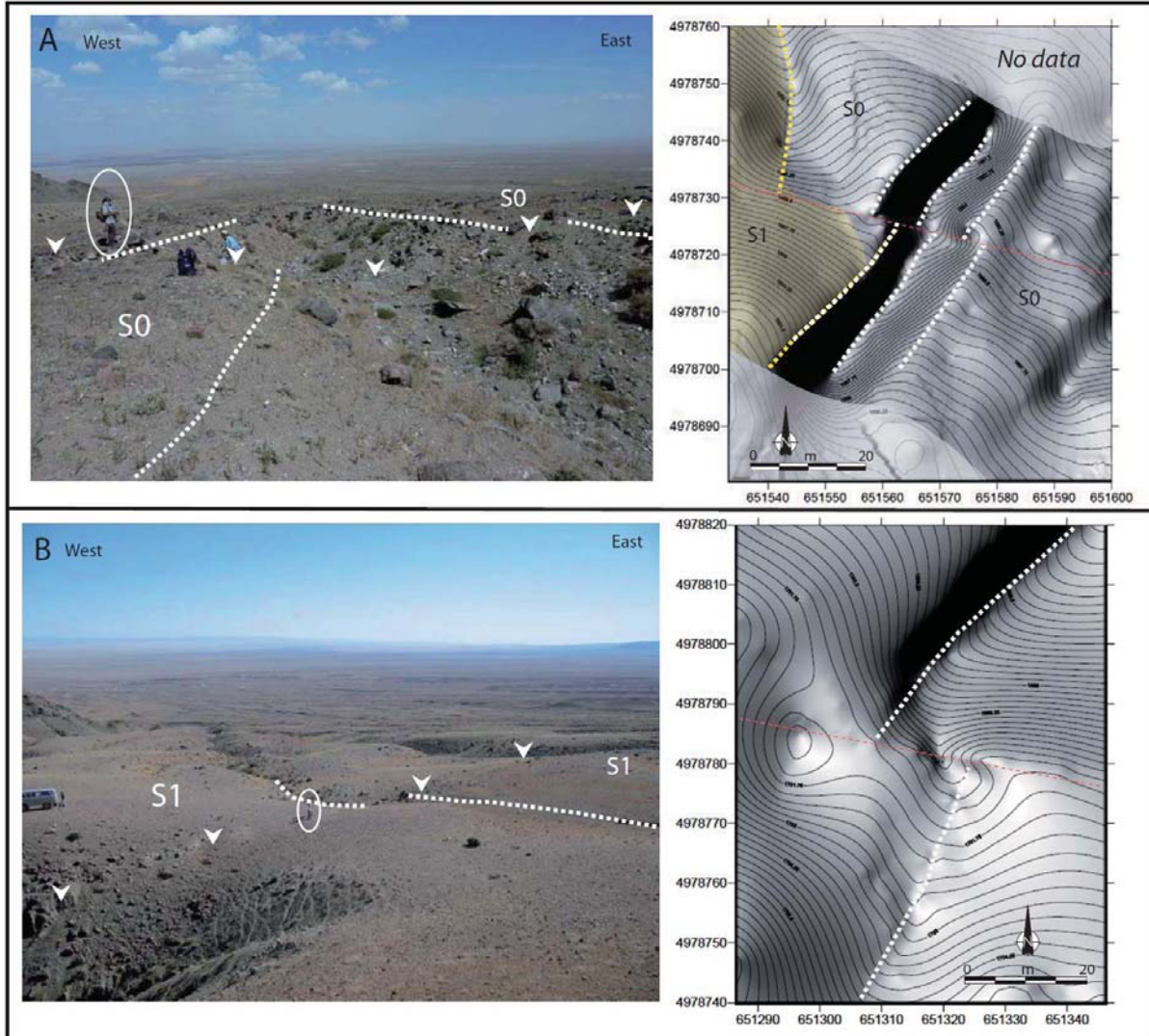


Figure 26: A) Field view at Baast Uul (looking north) showing the piercing lines (white dashed lines) used to measure the thalweg within the S0 surface that has been displaced [state the amount of offset] along the Bogd fault. Note that M. Rizza making scale is surrounded by the white circle. In the right part is the digital elevation model showing the piercing lines (white dashed lines) used to calculate the mean horizontal offset for the 1957 earthquake and one cumulative offset (yellow dashed lines) [state the amount of offset] corresponding to the riser S0/S1. The coordinates are in Universal Transverse Mercator system, zone 48. The contour lines are spaced by 25 cm.

B) Field view at Baast Uul (looking north) showing the piercing lines (white dashed lines) used to measure the cumulative offset of a gully incised within the S1 surface. In the right part is the digital elevation model showing the piercing lines (white dashed lines) used to calculate the mean cumulative horizontal offset along the Bogd fault (red dashed line). The coordinates are in Universal Transverse Mercator system, zone 48. The contour lines are spaced by 25 cm.

Zadgay Sayhr – This site is located 11 km east of the Baast Uul site, just west of the intersection of the Toromhon thrust fault and the Bogd fault. Numerous thalwegs are left-laterally offset with several ranges of magnitudes. We surveyed a 345-m-long section from which we estimate a mean displacement of 4.4 ± 0.5 m for the 1957 earthquake and larger offsets of 8.8 ± 0.5 m and 13.2 ± 1.0 m (Figure 27 and Table 3).

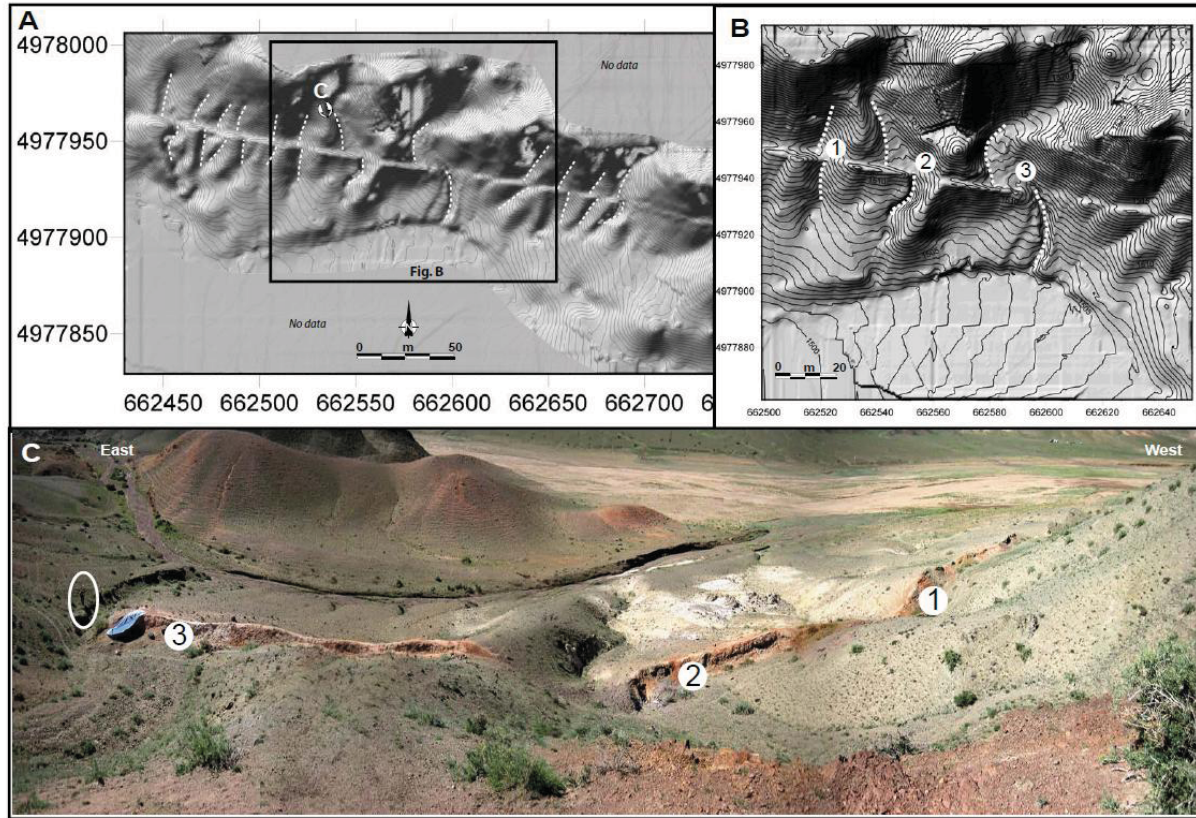


Figure 27: A) Digital elevation model, at Zadgay Zayhr site, showing the piercing lines (white dashed lines) used to calculate the mean horizontal offsets along the Bogd fault. The coordinates are in Universal Transverse Mercator system, zone 48. The contour lines are spaced by 25 cm. The black box represents the detail mapping of the area presented in figure B. B) Digital elevation model showing the piercing lines (white dashed lines) used to calculate the horizontal offsets for the thalwegs labelled (1), (2) and (3) in Table 2. The coordinates are in Universal Transverse Mercator system, zone 48. The contour lines are spaced by 25 cm. C) Field panorama (looking south) showing the thalwegs labelled (1), (2) and (3), displaced along the Bogd fault. Note that J-F. Ritz making scale is surrounded by the white circle.

Table 3: Details measures of displacements along the Bogd fault. Coordinates are in Universal Transverse,Mercator (UTM), zone 48. (X1; Y1) are the latitude and longitude coordinates for piercing point 1, and (X2; Y2) are the latitude and longitude coordinates for piercing point 2.

Noyan Uul	coordinate X1 (m)	coordinate Y1 (m)	coordinate X2 (m)	coordinate Y2 (m)	offset (m)
talweg	568304,49	4997257,56	568299,82	4997257,83	4,68
talweg	568412,30	4997234,21	568407,35	4997236,13	5,30
crest	568416,14	4997232,98	568420,26	4997231,60	4,34
talweg	568446,49	4997219,93	568442,10	4997220,89	4,50
talweg	568460,50	4997216,91	568456,52	4997218,97	4,48
crest	568497,86	4997205,78	568493,33	4997205,92	4,53
				mean	4,6± 0,3
crest	568331,13	4997251,65	568341,84	4997250,69	10,76
crest	568365,60	4997244,92	568374,53	4997242,73	9,19
talweg	568435,23	4997225,70	568426,99	4997228,99	8,88
				mean	9,6±1,0
talweg	568342,27	4997250,16	568365,60	4997243,77	24,19
talweg	568344,82	4997249,06	568366,63	4997241,87	22,97
talweg	568347,75	4997248,28	568367,89	4997243,61	20,67
				mean	22,6±1,8

Bitut	coordinate X1 (m)	coordinate Y1 (m)	coordinate X2 (m)	coordinate Y2 (m)	offset (m)
riser	607499,54	4988439,45	607496,23	4988438,00	3,61
riser	607503,56	4988429,43	607505,96	4988430,43	2,60
talweg	607490,89	4988435,77	607494,83	4988437,42	4,27
talweg	607500,29	4988428,03	607502,65	4988429,02	2,56
				mean	3,2 ± 0,8
riser S1/S0	607510,27	4988435,10	607516,89	4988437,67	7,10
riser S1/S0	607507,94	4988439,67	607515,90	4988442,61	8,48
				mean	7,8 ± 0,9
river bed	608621,48	608624,11	4988727,20	4988728,07	2,77
riser T0	608629,66	608632,87	4988730,56	4988731,43	3,33
Bar 1	608648,49	608651,27	4988737,42	4988737,86	2,81
Bar 2	608657,84	608660,91	4988740,92	4988741,80	3,19
Bar 3	608694,78	608698,00	4988755,23	4988756,55	3,47
Bar 4	608719,90	608723,26	4988766,48	4988767,65	3,56
				mean	3,2 ± 0,3

Baast Uul	coordinate X1 (m)	coordinate Y1 (m)	coordinate X2 (m)	coordinate Y2 (m)	offset (m)
top of riser S0 left bank	651557,51	4978725,38	651562,15	4978724,29	4,77
top of riser S0 left bank	651558,20	4978726,49	651563,03	4978725,19	5,00
base of riser S0 left bank	651562,81	4978725,01	651566,11	4978723,70	3,55
talweg - incision	651568,21	4978723,08	651565,43	4978723,69	2,85
base of riser S0 right bank	651572,87	4978722,13	651577,43	4978721,07	4,68
top of riser S0 right bank	651573,02	4978722,10	651577,72	4978721,06	4,81
				mean	4,2± 0,9
riser S0/S1 - incision	651541,12	4978728,80	651560,76	4978724,87	20,04
riser S0/S1 - incision	651544,69	4978728,20	651561,60	4978724,75	17,26
				mean	18,6 ± 1,9
left riser	651300,62	4978786,25	651319,44	4978781,70	19,36
incision talweg	651307,42	4978784,00	651324,23	4978780,87	17,10
incision talweg	651308,00	4978784,28	651324,11	4978780,59	16,53
incision talweg maximum	651328,26	4978780,52	651307,95	4978784,00	20,60
				mean	18,4 ± 1,9

Zadgay Zayhr	coordinate X1 (m)	coordinate Y1 (m)	coordinate X2 (m)	coordinate Y2 (m)	offset (m)
talweg	662517,71	4977946,67	662521,51	4977946,17	3,84
talweg	662518,09	4977949,74	662521,94	4977949,08	3,90
talweg (1)	662522,05	4977946,46	662518,31	4977947,49	3,88
talweg (1)	662522,32	4977947,52	662518,08	4977948,74	4,42
talweg	662549,01	4977944,34	662553,52	4977943,45	4,60
talweg	662634,97	4977929,02	662639,87	4977928,07	4,99
talweg	662639,34	4977927,13	662635,29	4977928,03	4,15
talweg	662656,64	4977925,12	662661,54	4977924,29	4,97
talweg	662672,02	4977922,39	662677,03	4977921,44	5,10
				mean	4,4 ± 0,5
talweg	662463,33	4977959,49	662471,41	4977959,49	8,08
talweg	662476,76	4977957,15	662485,34	4977955,59	8,72
talweg (2)	662544,31	4977944,11	662553,31	4977942,31	9,18
talweg (2)	662544,50	4977942,70	662553,27	4977940,88	8,95
talweg	662757,70	4977907,13	662766,78	4977905,51	9,22
				mean	8,8 ± 0,5
talweg (3)	662583,70	4977936,25	662596,10	4977934,76	12,49
talweg (3)	662589,32	4977934,72	662575,11	4977936,78	14,36
talweg (3)	662596,39	4977934,53	662583,60	4977936,07	12,89
				mean	13,2 ± 1,0

Analysing the slip distribution - Compiling our data together with published slip estimates (Kurushin et al., 1997; Vassallo et al., 2007b) shows the range in 1957 horizontal slip distribution along the Bogd fault and allows us to compare the 1957 displacements with older ones (Figure 28). All along the 1957 Bogd fault rupture, 1957 horizontal offsets range between 6.4 m and 0.7 m. The mean horizontal offset associated with the 1957 earthquake decreases from 5.2 m to 2.0 m from west to east. Along the WIB segment, the mean horizontal offset is 5.2 ± 0.9 m. Along the NIB segment, the mean 1957 horizontal offset is 3.1 ± 0.7 m, and varies from 3.9 m along the western part of this segment, to 1.3 m along the eastern part. Along the EIB segment, the mean 1957 horizontal offset is 4.4 ± 1.3 m, increasing from 2.9 m on the western part of this segment to 4.6 m near the eastern end of the segment. Along the WBB segment, a single measurement of 3.0 ± 1.0 m represents the 1957 horizontal offset. Along the NBB segment the mean horizontal offset is 2.0 ± 0.1 m, ranging from 3.3 m along the western part of this segment to 0.7 m near the eastern end.

Figure 28A suggests that the cumulative displacements observed along the Bogd fault are multiples of the 1957 offset. In some places, such as in Noyan Uul, Bitut or Zadgay Sayhr, cumulative offsets appear to represent two, three, four, and five times the 1957 horizontal dislocation. This result suggests that characteristic slip (e.g. Schwartz and Coppersmith, 1984; Sieh, 1996) occurs along the Bogd fault.

Figure 28B shows that the distribution of the horizontal component is counter-correlated with the distribution of the vertical component. The horizontal component decreases along the NIB and NBB segments, while the vertical component increases. This evolution reflects the progressive change of kinematics from pure left-lateral strike-slip faulting to left-lateral-reverse faulting, consistent with the change of strike from the WIB segment to the NIB segment, and then from the EIB segment to the NBB segment.

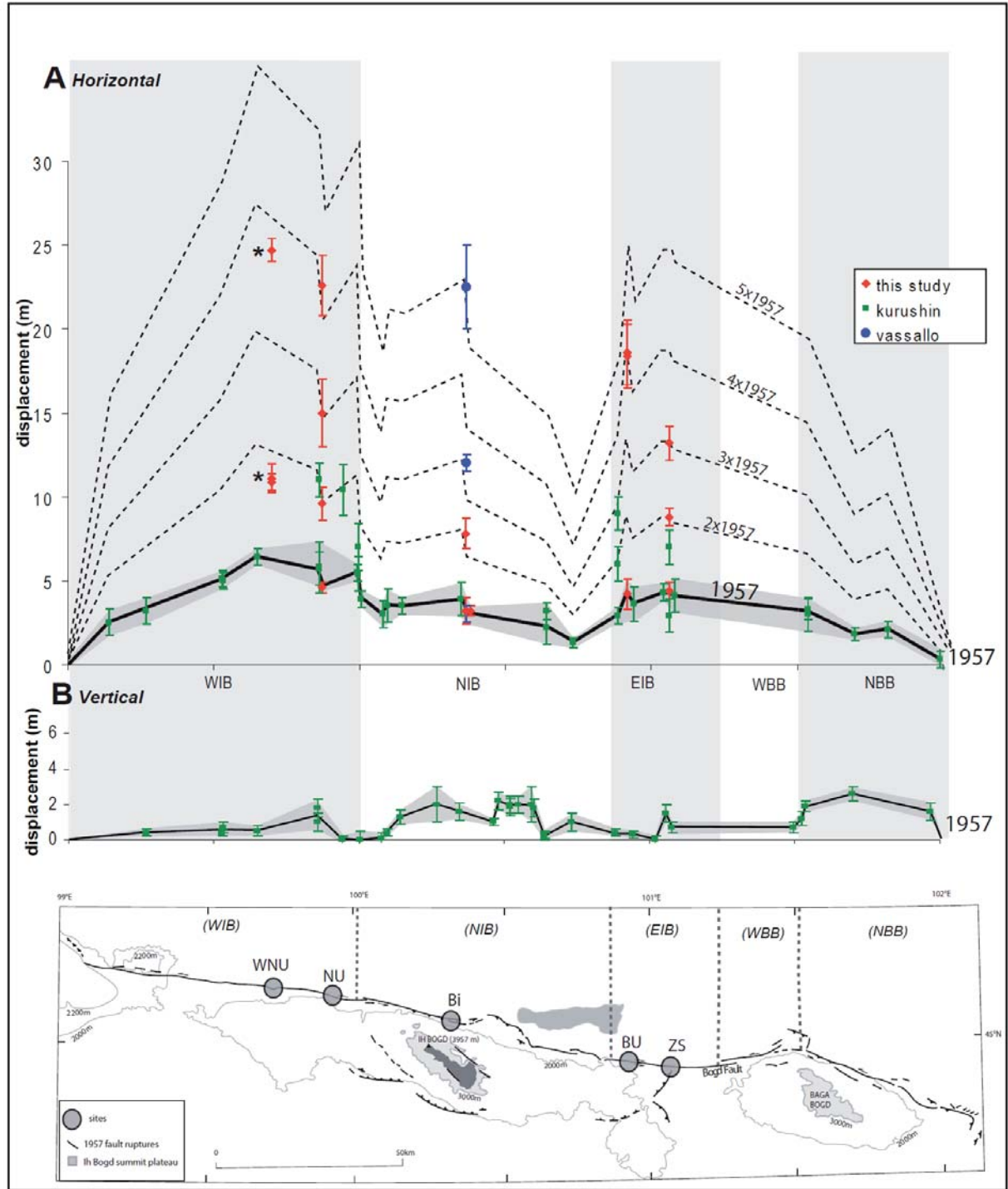


Figure 28: A) Horizontal slip distribution along the WIB, NIB, EIB, WBB and NBB segments of the Bogd fault. We combined our data, represented by the red diamonds (WNU : West Noyan Uul, NU : Noyan Uul, Bi: Bitut, BU: Baast uul, ZS: Zadgay Zayhr), together with Kurushin et al (1997)'s data (green squares), and Vassallo et al., (2007b)'s data (blue dots). The black line represents the horizontal slip function for the 1957 earthquake along the Bogd fault, and the gray area represents the uncertainty associated at each measure. Note that at West Noyan Uul (*) the cumulative offsets are in a pull apart basin, with distribution of the deformation between several branches. The black dashed lines are the multiples of the 1957 slip function. B) Vertical slip distribution along the Bogd fault using the vertical measures from Kurushin et al. (1997). The black line represents the vertical slip function for the 1957 earthquake along the Bogd fault and the gray area, the uncertainty associated with each measure.

4. Re-estimating the Moment magnitude of the 1957 Gobi-Altay earthquake.

We use the data described in section 3 to re-estimate the moment magnitude of the 1957 Gobi-Altay earthquake. We calculate the seismic moment using the surface rupture length, the fault dip and the mean slip vector with uncertainties for each segment of the 1957 Bogd rupture (Table 4), and we assume that the rupture extended to a depth of 20 km as in Kurushin et al. (1997). Using the relation $M_w = 2/3 \cdot \log(M_0) - 6.1$ (e.g. Hanks and Kanamori., 1979) with a shear modulus of $3.3 \times 10^{10} \text{ N.m}^2$, we obtain a seismic moment M_0 constrained between $6.72 \times 10^{20} \text{ N.m}$ and $1.21 \times 10^{21} \text{ N.m}$, yielding a moment magnitude M_w between 7.78 and 7.95.

Table 4: Length of rupture, dip, mean horizontal offset (ΔH), mean vertical offset projected along the fault (ΔV_f), and total coseismic displacement (SV) along the different segments of the Gobi-Altay earthquake. Note that ΔH is for the mean horizontal offset estimated from the horizontal slip distribution presented in figure 31A; ΔV_f is for the mean vertical offset estimated from the vertical slip distribution presented in figure 31B, and projected along the fault. The slip vector (SV) is calculated using the relation $SV = \sqrt{(\Delta H^2 + \Delta V_f^2)}$.

segment	length (km)	dip(°)	ΔH (m)	ΔV_f (m)	SV (m)
WIB	74 ^a	70 ^b	5.2 ± 0.9^a	0.7 ± 0.6^a	5.2 ± 1.0^a
NIB	67 ^a	50 ^b	3.1 ± 0.7^a	1.6 ± 1.0^a	3.5 ± 1.0^a
EIB	23 ^a	85 ^b	4.4 ± 1.6^a	0.6 ± 0.6^a	4.7 ± 1.6^a
WBB	28 ^a	90 ^b	3.0 ± 1.0^a	0.9 ± 0.3^a	3.1 ± 1.0^a
NBB	50 ^a	60 ^b	2.0 ± 1.0^a	2.3 ± 0.6^a	3.0 ± 1.1^a
Toromhon north	12 ^b	45 ^b			5.0 ± 1.0^b
Toromhon central	4 ^b	60 ^b			5.0 ± 1.0^b
Toromhon south	5 ^b	45 ^b			0.3 ± 0.1^b
Tsagaan Uul east	7 ^b	45 ^b			1.5 ± 0.5^b
Tsagaan Uul central	9 ^b	45 ^b			3.0 ± 1.0^b
Tsagaan Uul west	10 ^b	45 ^b			1.0 ± 0.5^b
Gurvan Bulag	21 ^c	50 ^c			2.5 ± 0.5^c
Olziyt Uul	18 ^b	90 ^b			3.0 ± 1.0^b

^a this study ; ^b Kurushin et al., 1997; ^c Prentice et al., 2002

5. Recurrence intervals of earthquakes

Combining slip rate estimates and the slip distribution per event allows us to estimate the mean recurrence intervals of past earthquakes along the different segments of the western Bogd fault. Figure 29 shows the mean recurrence interval estimates for large earthquakes along the WIB, NIB and EIB segments, determined by dividing the characteristic displacements observed at Noyan Uul, Bitut, Baast Uul, and Gurvan Bulag site 2, by the long term slip rate estimated at each of the three sites. These mean recurrence intervals are compared with the age of the penultimate event.

The mean recurrence intervals are between 3,070 and 12,250 years at Noyan Uul (WIB) considering a slip rate of 0.4 to 1.4 mm/yr, between 5,180 and 8,330 years at Bitut (NIB) and between 2,500 and 5,100 years at Baast Uul (EIB), indicating that while the WIB and EIB segments have similar recurrence intervals, the NIB segment has slightly longer intervals. However, the mean interval at Bitut should be regarded as maximum bound because the slip rate there may be increasing through time (see section 2.4, Figure 22).

These intervals are similar to the age of the penultimate earthquake estimated from trenching investigations at Ulaan Bulag (Rizza et al., 2008), a trench site located 33 km west of Noyan Uul, and from the ages of two surfaces only displaced by the 1957 earthquake at Bitut. They are also similar to the age of the penultimate event (Gurvan Bulag site 1) along the Gurvan Bulag thrust fault that bounds the Ih Bogd massif to the south (Prentice et al., 2002). The whole results suggest that the western part of the Bogd fault system (i.e. WIB, NIB, EIB segments + Gurvan Bulag thrust fault) produces characteristic earthquake with regular recurrence intervals.

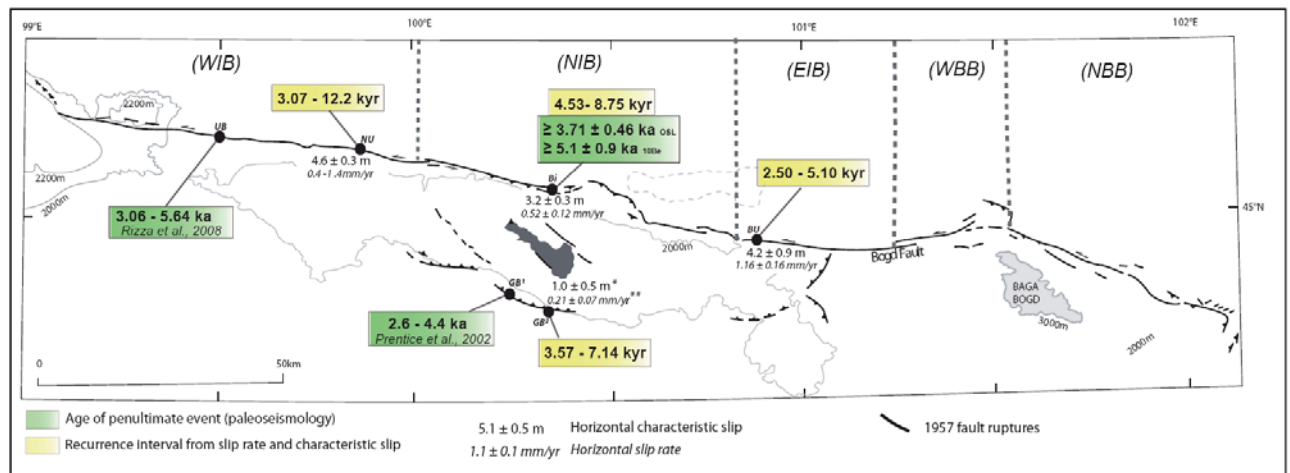


Figure 29: Recurrence intervals and ages of the penultimate earthquake along the three western segments of the Bogd fault and the Gurvan Bulag thrust fault. UB: Ulaan Bulag, NU: Noyan Uul, Bi: Bitut, BU: Baast uul, GB¹: Gurvan Bulag site 1, GB²: Gurvan Bulag site 2. The yellow boxes are the mean recurrence time calculated dividing the mean characteristic slip by the slip rate calculated at each site. Note that at GB² (Gurvan Bulag thrust fault), the mean recurrence time has been calculated dividing the characteristic slip of ~1m (*Ritz et al., 2006) by the vertical slip rate of 0.21 ± 0.07 mm/yr (**Vassallo et al., 2005). The green boxes are for the ages of the penultimate earthquake along the Bogd fault from paleoseismological investigations. At Ulaan Bulag (UB), a trench opened in 2007 brackets the age of the penultimate earthquake using luminescence samples (Rizza et al., 2008). At Bitut (Bi), we used the age of the surfaces T0 only displaced by the 1957 earthquake (see section 2.2). At Gurvan Bulag site 1 (GB¹), we used the mean age of the penultimate earthquake bracketed by luminescence and radiocarbon samples from paleoseismological investigations (Prentice et al., 2002).

6. Conclusion – Discussions

Our analysis of slip rate and slip magnitude of past events along the Bogd fault leads us to draw a number of conclusions:

About estimating the horizontal slip rate – Estimating horizontal slip-rates from offset alluvial markers has been and is still a matter of debate. When offset markers are terrace risers, there is often ambiguity in whether the age of the offset corresponds to the age of the upper alluvial surface or the age of the lower surface or something in between (e.g. van der Woerd et al., 2000; Tapponnier et al., 2001; Meriaux et al., 2004; Cowgill et al., 2007; Gold et al., 2009). In this paper, we estimated slip rates within two different faulted alluvial settings. Where the offset feature is a fan deposit that is largely preserved, we prefer using the age of abandonment of that deposit itself (e.g. for S1 at Noyan Uul and at Baast Uul). At Noyan Uul the fan apex is well preserved and the offset measurement comes from restoring that apex to its most likely position within the source drainage. At Baast Uul, we are restoring the western edge of the S1 fan where it is deposited onto local bedrock highs. This feature

also is a depositional feature that has not been subject to younger erosion that could have reduced the apparent offset. Therefore we are justified in using only the date of the offset deposit itself (S1) and not the modern age of the alluvium within the deeply incised canyon to the west, which is also offset the same amount as the western edge of the S1 fan.

In a second setting, the fault is cutting through alluvial terraces within an alluvial piedmont. There the offset feature is a terrace riser, and we use the age of the upper terrace surface to obtain a minimum slip rate and the age of the lower terrace to obtain a maximum rate. In some cases these two methods provide relatively tight constraints on the slip rate (e.g., T2/T1 at Bitut, and T1/T0-2 at West Noyon Uul). In other cases, it is only possible to estimate either a minimum rate or a maximum rate (e.g., T3/T2 and T2/T1 at West Noyon Uul). In still other cases, the maximum and minimum rates are widely separated (e.g., T1/T0 at Bitut) and the geologic context of the site as well as rates obtained from other sites along the fault must be used to assess whether the true slip rate lies closer to the minimum bound or to the maximum bound. As other works, our study shows therefore that there is not a standard way for estimating slip rate along a strike-slip fault.

Slip rates – The mean horizontal slip rate is $\sim 1.2 - 1.4$ mm/yr along the N095°E trending strike-slip WIB and EIB segments of the Bogd fault. Between these two segments, along the N110°E trending NIB segment, the horizontal slip rate is ~ 0.5 mm/yr. These variations are consistent with the geometry of the segments and their kinematic variation from mainly left-lateral strike slip faulting along the WIB and EIB segments to reverse-left-lateral faulting along the NIB segment. They also suggest that the quantity of deformation is conserved along the three western segments of the Bogd fault, between Noyan Uul and Baast Uul. The evolution of the horizontal slip rate through time at two sites (West Noyan Uul and Bitut) show also that the deformation can be distributed over several branches and gradually migrates from older branches to younger ones, as has been interpreted earlier (Bayasgalan et al., 1999b; Vassallo et al., 2007b).

Climate and erosion – The morphological analysis and the dating of alluvial surfaces along the western part of the Bogd fault show that a major aggradational event occurred ~ 100 ka at two different sites contemporaneously (Noyan Uul and Bitut). This confirms that a major climatic pulse occurred at the glacial-interglacial transition MIS 6/5e within the Gurvan Bogd region (e.g. Ritz et al., 2006).

The analysis of the distribution of ^{10}Be concentrations along depth profiles confirms that alluvial surfaces in this region undergo a denudation rate between 6 and 9 m/Myr as estimated elsewhere within the Gurvan Bulag mountain range (e.g. Vassallo et al., 2005; Vassallo, 2006).

Slip distribution – Our study provides new estimates of the horizontal offset associated with the 1957 earthquake along the western part of the Bogd rupture, complementing Kurushin et al. (1997)'s study. Mean horizontal displacements at Noyan Uul (WIB), Bitut (NIB), Baast Uul (west EIB) and Zadgay Sayhr (east EIB) are 4.6 ± 0.3 m, 3.2 ± 0.4 m, 4.2 ± 0.9 m and 4.4 ± 0.5 m, respectively. Compiling our data together with published slip estimates (Kurushin et al., 1997; Vassallo et al.,

2007b) provides a spectrum of the horizontal slip distribution along the Bogd fault. The mean horizontal offset associated with the 1957 earthquake decreases progressively from 5.2 m to 2.0 m from west to east. The horizontal component is counter-correlated with the distribution of the vertical component reflecting the progressive change of kinematics from pure left-lateral strike-slip faulting to left-lateral-reverse faulting consistently with the geometry of the different Bogd fault segments. Cumulative displacements are multiple of the 1957 offset showing that characteristic slip occurs along the Bogd left-lateral strike-slip fault, as it has been observed along other large strike-slip faults (i.e. Schwartz et al., 1984; Sieh and Knopoff, 1996; Rubin and Sieh, 1997; Klinger et al., 2003; Li et al., 2005).

Magnitude of the 1957 Gobi-Altay earthquake – Our data about 1957 dislocations combined with Kurushin et al (1997)'s data allow refining the slip vector magnitude along the different segments of the Bogd fault which evolves from 5.2 ± 1.0 m on the west part of the fault to 3.0 ± 1.1 m on the east part. Using these data, we estimated the moment magnitude of the Gobi-Altay earthquake at M_w 7.78 - 7.95. From seismic waves, the moment magnitude had been estimated between $M_w \sim 8.0$ and $M_w \sim 8.3$ (Okal, 1976, Chen and Molnar, 1977; Pacheco and Sykes, 1992; Schlupp, 1996). From surface ruptures, the moment magnitude had been estimated at $M_w \sim 8.1$ with a surface rupture of 270 km long, 20 km width, and with a co-seismic slip of 8 m (Molnar and Deng, 1984). From their detailed rupture map, Kurushin et al. (1997) had re-estimated the moment magnitude at $M_w = 7.8 - 7.9$. Our result is consistent with this result and confirms that earlier M_w were probably over estimated, or that a greater amount of slip occurred at depth along some parts of the rupture than is observed at the surface, yielding higher moment estimates from seismologic methods than from geologic methods.

Recurrence intervals – Combining our slip rate estimates and the slip distribution per event allowed determining mean recurrence intervals of ~2,500-5,200 years for past earthquakes along the different segments of the western Bogd fault. This is consistent with paleoseismological data at Ulaan Bulag (west of Noyan Uul) where trenching investigation yielded a mean recurrence intervals of $4,500 \pm 1,400$ years (Ritz et al., 2009) and a maximum average earthquake recurrence interval of 4,200-5,200 years (Rizza et al., 2009b). These intervals are similar to the age of the penultimate event bracketed between 3,060 and 5,640 years at Ulaan Bulag (Rizza et al., 2009a) and between 2,600 and 4,400 years at Gurvan Bulag (GB¹), a thrust fault located on the southern flank of Ih Bogd massif (Prentice et al., 2002). These results suggest that the three western segments and the Gurvan Bulag thrust fault may have ruptured contemporaneously during the penultimate earthquake.

However, at Zadgahy Sayhr (EIB segment), a trench investigation showed that an event occurred between 800 and 2350 years cal BP (Bayasgalan, 1999; Schwartz et al., 2007). This is confirmed by second investigation that constrain this event between 800 and 1,050 cal BP (Rizza, 2010). This result raises the question of the magnitude of this event since a characteristic slip of 4.4 ± 0.5 m is observed along this fault segment. If this event produced a 4.4 m slip, as in 1957, the slip rate along this segment would be between two (ie 1.7 mm/yr) and five times (ie 6.2 mm/yr) larger than

along the western part of the Bogd fault. We believe therefore that this event was much smaller in magnitude than the 1957 event, and that the associated co-seismic slip is included in the uncertainty (0.5 m) of the offset attributed to the 1957 earthquake (4.4 ± 0.5 m). This event may be associated with the seismic rupture along the 23 km-long-EIB segment that would produce, if it breaks individually, a $M_w \sim 6.5$ earthquake with an average displacement of about 0.5 m following the statistical functions of Wells and Coppersmith (1994).

Characteristic earthquake – Our overall results suggest that similar horizontal dislocations and similar recurrence times for large earthquakes ($M_w \geq 7.5$) occurred along the three western segments of the Bogd fault. These results combined with those along the Gurvan Bulag thrust fault suggest that the western Bogd fault system including the Gurvan Bulag thrust fault is producing in most cases characteristic earthquakes.

Acknowledgments

This work was supported by the French INSU 3F (“Failles, Fluides, Flux”) 2007 program. We would like to acknowledge our drivers and the RCAG colleagues for technical support especially Ulzibat. Field assistance was provided by Baatarsuren, Ulzibat (Todbileg’s brother), Bayanmonh B., Javkhaa Otgonhuu and Thomas Guillot. We also thank D. Schwartz and P. Vernant for fruitful discussions about geology of the Bogd fault. The new ^{10}Be measurements were performed on ASTER AMS national facility (CEREGE, Aix en Provence) which is supported by the INSU/CNRS, the French Ministry of Research and Higher Education, IRD and CEA.

REFERENCES

- Aitken, M. J. (1985). Thermoluminescence dating. *Academic Press, London*.
- Aitken, M. J. (1998). An introduction to optical dating; the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence.
- Arnold, M., Merchel, S., Bourlès, D., Braucher, R., Benedetti, L., Finkel, R. C., Aumaître, G., Gott dang, A., and Klein, M. (2010). The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: Improved performance and developments. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* **268**, 1954-1959.
- Auclair, M., Lamothe, M., and Huot, S. (2003). Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR. *Radiation Measurements* **37**, 487-492.
- Baljinnyam, I., Bayasgalan, A., Borisov, B. A., Cisternas, A., Dem'yanovich, M. G., Ganbaatar, L., Kochetkov, V. M., Kurushin, R. A., Molnar, P., Philip, H., and Vashchilov, Y. (1993). Ruptures of Major Earthquakes and Active Deformation in Mongolia and Its Surroundings. *Geological Society of America Memoir* **181**, 61.
- Bayasgalan, A. (1999). Active Tectonics of Mongolia. *PhD thesis - Univ. of Cambridge, Cambridge*, 182 pp.
- Bayasgalan, A., Jackson, J., Ritz, J.-F., and Carretier, S. (1999a). Field examples of strike-slip fault terminations in Mongolia, and their tectonic significance. *Tectonics* **18**, 394-411.
- Bayasgalan, A., Jackson, J., Ritz, J.-F., and Carretier, S. (1999b). 'Forebergs', flower structures, and the development of large intracontinental strike-slip faults : the Gurvan Bogd fault system in Mongolia. *Journal of Structural Geology* **21**, 1285-1302.
- Bierman, P. R. (1994). Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution; a review from the geomorphic perspective. *Journal of Geophysical Research* **99**, 13,885-13,896.
- Braucher, R., Bourles, D. L., Colin, F., Oliveira, J., Vecchieto, A. B., and Anonymous. (1998). Use of in situ-produced cosmogenic (super 10) Be for the study of Brazilian lateritic soil evolution. *Mineralogical Magazine* **62A, Part 1**, 233-234.
- Braucher, R., Brown, E. T., Bourles, D. L., and Colin, F. (2003). In situ produced (super 10) Be measurements at great depths; implications for production rates by fast muons. *Earth and Planetary Science Letters* **211**, 251-258.
- Carretier, S. (2000). Cycle sismique et surrection de la chaîne de Gurvan Bogd (Mongolie). Approche de la géomorphologie quantitative. *Thèse Université Montpellier 2*, 253.
- Carretier, S., Ritz, J. F., Jackson, J., and Bayasgalan, A. (2002). Morphological dating of cumulative reverse fault scarps; examples from the Gurvan Bogd fault system, Mongolia. *Geophysical Journal International* **148**, 256-277.
- Chen, W. P., and Molnar, P. (1977). Seismic moments of major earthquakes and the average rate of slip in Central Asia. *Journal of Geophysical Research* **82**, 2945-2969.
- Chery, J., Carretier, S., and Ritz, J.-F. (2001). Postseismic stress transfer explains time clustering of large earthquakes in Mongolia. *Earth and Planetary Science Letters* **194**, 277-286.
- Chmeleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K., and Jakob, D. (2010). Determination of the 10Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* **268**, 192-199.
- Cowgill, E. (2007). Impact of riser reconstructions on estimation of secular variation in rates of strike-slip faulting; revisiting the Cherchen River site along the Altyn Tagh Fault, NW China. *Earth and Planetary Science Letters* **254**, 239-255.
- Cowgill, E., Gold, R., Chen, X., Wang, X., Arrowsmith, R. (2007). Implications of uniform slip rate along the central Altyn Tagh Fault at millennial, centennial, and decadal time-scales on the classical debate between microplate vs. continuum views of continental deformation. *Abstracts with Programs - Geological Society of America* **39**, 262.
- Cowgill, E., Gold, R. D., Chen, X., Wang, X., Arrowsmith, J. R., and Southon, J. (2009). Low Quaternary slip rate reconciles geodetic and geologic rates along the Altyn Tagh Fault, northwestern Tibet. *Geology (Boulder)* **37**, 647-650.
- Cunningham, D. (2005). Active intracontinental transpressional mountain building in the Mongolian Altai : Defining a new class of orogen. *Earth and Planetary Science Letters* **240**, 436-444.
- Cunningham, W. D. (1998). Lithospheric controls on late Cenozoic construction of the Mongolian Altai. *Tectonics* **17**, 891-902.
- Florensov, N. A., and Solonenko. (1965). The Gobi-Altai earthquake. *V.P., editors*, 424 p.
- Forman, S. L., and Pierson, J. (2002). Late Pleistocene luminescence chronology of loess deposition in the Missouri and Mississippi River valleys, United States. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **186**, 25-46.

- Gold, R. D., Cowgill, E., Arrowsmith, J. R., Gosse, J., Chen, X., and Wang, X. (2009). Riser diachroneity, lateral erosion, and uncertainty in rates of strike-faulting; a case study from Tuzidun along the Altyn Tagh Fault, NW China.
- Hanks, T. C., and Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research* **84**, 2348-2350.
- Hanks, T. C., Ritz, J. F., Kendrick, K., Finkel, B., and Garvin, C. D. (1997). Uplift rates in a continental interior : faulting offsets of a ~100ka abandoned fan along the Bogd fault, southern Mongolia. *Proceedings of the Penrose Conference on the Tectonics of Continentals Interiors, 23-28 September 1997, Cedar City*.
- Hülle, D., Hilgers, A., Radtke, U., Stolz, C., Hempelmann, N., Grunert, J., Felauer, T., and Lehmkuhl, F. (2009). OSL dating of sediments from the Gobi desert, Southern Mongolia. *Quaternary Geochronology*.
- Huntley, D. J., and Lamothe, M. (2001). Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Canadian Journal of Earth Sciences = Revue Canadienne des Sciences de la Terre* **38**, 1093-1106.
- Jolivet, M., Ritz, J.-F., Vassallo, R., Larroque, C., Braucher, R., Todbileg, M., Chauvet, A., Sue, C., Arnaud, N., De Vicente, R., Arzhanikova, A., and Arzhanikov, S. (2007). Mongolian summits; an uplifted, flat, old but still preserved erosion surface. *Geology (Boulder)* **35**, 871-874.
- Klinger, Y., Sieh, K., Altunel, E., Akoglu, A., Barka, A. A., Dawson, T. E., Gonzalez, T., Meltzner, A. J., and Rockwell, T. K. (2003). Paleoseismic evidence of characteristic slip on the western segment of the North Anatolian Fault, Turkey. *Bulletin of the Seismological Society of America* **93**, 2317-2332.
- Korschinek, G., Bergmaier, A., Faestermann, T., Gerstmann, U. C., Knie, K., Rugel, G., Wallner, A., Dillmann, I., Dollinger, G., Lierse von Gostomski, C., Kossert, K., Maiti, M., Poutivtsev, M., and Remmert, A. (2010). A new value for the half-life of ¹⁰Be by Heavy-Ion Elastic Recoil Detection and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* **268**, 187-191.
- Kurushin, R. A., Bayasgalan, A., Olziybat, M., Enhtuvshin, B., Molnar, P., Bayarsayhan, C., Hudnut, K. W., and Lin, J. (1997). The surface rupture of the 1957 Gobi-Altay, Mongolia, earthquake.
- Lal, D. (1991). Cosmic ray labeling of erosion surfaces; in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters* **104**, 424-439.
- Lang, A. (1994). Infra-red stimulated luminescence dating of Holocene reworked silty sediments. *Quaternary Science Reviews* **13**, 525-528.
- LeDortz, K., Meyer, B., Sébrier, M., Nazari, H., Braucher, R., Fattahi, M., Benedetti, L., Foroutan, M., Siame, L., Bourlès, D., Talebian, M., Bateman, M. D., and Ghoraishi, M. (2009). Holocene right-slip rate determined by cosmogenic and OSL dating on the Anar fault, Central Iran. *Geophysical Journal International* **179**, 700-710.
- Lehmkuhl, F., and Lang, A. (2001). Geomorphological investigations and luminescence dating in the southern part of the Khangay and the Valley of the Gobi Lakes (Central Mongolia). *Journal of Quaternary Science* **16**, 69-87.
- Li, H., van der Woerd, J., Tapponnier, P., Klinger, Y., Qi, X., Yang, J., and Zhu, Y. (2005). Slip rate on the Kunlun Fault at Hongshui Gou, and recurrence time of great events comparable to the 14/11/2001, Mw approximately 7.9 Kokoxili earthquake. *Earth and Planetary Science Letters* **237**, 285-299.
- Lian, O. B. (2007). Luminescence dating; optically-stimulated luminescence [modified].
- Meriaux, A. S., Ryerson, F. J., Tapponnier, P., van der Woerd, J., Finkel, R. C., Xu, X., Xu, Z., and Caffee, M. W. (2004). Rapid slip along the central Altyn Tagh Fault; morphochronologic evidence from Cherchen He and Sulamu Tagh. *Journal of Geophysical Research* **109**, 23.
- Molnar, P., Chen, W. P., Fitch, T. J., Tapponnier, P., Warsi, W. E. K., and Wu, F. T. (1977). Structure and tectonics of the Himalaya; a brief summary of relevant geophysical observations. *Colloques Internationaux du Centre National de la Recherche Scientifique*, 269-294.
- Molnar, P., and Denq, Q. (1984). Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in central and eastern Asia. *Journal of Geophysical Research* **89**, 6203-6227.
- Murray, A. S., Marten, R., Johnson, A., and Martin, P. (1987). Analysis for naturally occurring radionuclides at environmental concentrations by gamma spectrometry. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry Articles* **115**, 263-288.
- Murray, A. S., and Wintle, A. G. (2000). Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* **32**, 57-73.
- Nissen, E., Walker, R., Molor, E., Fattahi, M., and Bayasgalan, A. (2009a). Late Quaternary rates of uplift and shortening at Baatar Hyarhan (Mongolian Altai) with optically stimulated luminescence. *Geophysical Journal International* **177**, 259-278.
- Nissen, E., Walker, R. T., Bayasgalan, A., Carter, A., Fattahi, M., Molor, E., Schnabel, C., West, A. J., and Xu, S. (2009b). The late Quaternary slip-rate of the Har-Us-Nuur Fault (Mongolian Altai) from cosmogenic (super 10) Be and luminescence dating. *Earth and Planetary Science Letters* **286**, 467-478.

- Okal, E. A. (1976). A surface-wave investigation of the rupture mechanism of the Gobi-Altai (December 4, 1957) earthquake. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* **12**, 319-328.
- Pacheco, J. F., and Sykes, L. R. (1992). Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989. *Bulletin of the Seismological Society of America* **82**, 1306-1349.
- Pollitz, F., Vergnolle, M., and Calais, E. (2003). Fault interaction and stress triggering of twentieth century earthquakes in Mongolia. *Journal of Geophysical Research* **108**, 14.
- Prentice, C. S., Kendrick, K., Berryman, K., Bayasgalan, A., Ritz, J.-F., and Spencer, J. Q. (2002). Prehistoric ruptures of the Gurvan Bulag fault, Gobi Altay, Mongolia. *Journal of geophysical Research* **107**, 2321-2339.
- Prescott, J. R., and Hutton, J. T. (1994). Cosmic-ray contributions to dose-rates for luminescence and ESR dating-large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements* **23**, 497-500.
- Raisbeck, G. M., and Yiou, F. (1987). Geomagnetic reversals, polar ice and cosmic spherules; some recent measurements with a small dedicated accelerator mass-spectrometry facility. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A: Mathematical and Physical Sciences* **323**, 101-102.
- Richardson, C. A., McDonald, E. V., and Busacca, A. J. (1997). Luminescence dating of loess from the Northwest United States. *Quaternary Science Reviews* **16**, 403-415.
- Ritz, J.-F., Bourlès, D. L., Brown, E. T., Carretier, S., Chéry, J., Enhtuvshin, B., Galsan, P., R.C. Finkel, Hanks, T. C., Kendrick, K. J., Philip, H., Raisbeck, G., Schlupp, A., Schwartz, D. P., and Yiou, F. (2003). Late Pleistocene to Holocene slip rates for the Gurvan Bulag thrust fault (Gobi-Altai, Mongolia) estimated with ^{10}Be dates. *Journal of geophysical Research* **108**, 2162-2178.
- Ritz, J.-F., Brown, E. T., Bourlès, D. L., Philip, H., Schlupp, A., Raisbeck, G. M., Yiou, F., and Enkhtuvshin, B. (1995). Slip rates along active faults estimated with cosmic-ray-exposure dates : Application to the Bogd fault, Gobi-Altai, Mongolia. *Geology* **23**, 1019-1024.
- Ritz, J.-F., Rizza, M., Prentice, C., and Schwartz, D. (2009). Détermination de l'aléa sismique : approche paléosismologique. *Géochronique* **110**, 25-26.
- Ritz, J.-F., Vassallo, R., Braucher, R., Brown, E. T., Carretier, S., and Bourlès, D. L. (2006). Using in situ produced ^{10}Be to quantify active tectonics in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altai, Mongolia). *Geological Society of America* **415**, 87-110.
- Rizza, M., Ritz, J.-F., Prentice, C., Braucher, R., Vassallo, R., Schwartz, D., Marco, S., Mahan, S., Ulzibaat, M., Todbileg, M., Michelot, J.-L., and Massault, M. (2008). Age and slip distribution of past earthquakes along the Bogd fault (Mongolia). *Eos, Transactions, American Geophysical Union* **89**, pp.T21B-1959.
- Rizza, M., Ritz, J.-F., Prentice, C., Vassallo, R., Larroque, C., Arzhanikova, N., Arzhanikov, S., Todbileg, M., Javkhlan, J., Braucher, R., Mahan, S., Michelot, J.-L., and Massault, M. (2009a). Earthquake Geology of the Bulnay fault (Mongolia). *Eos, Transactions, American Geophysical Union*
- Rizza, M., Ritz, J. F., Prentice, C., Schwartz, D., Braucher, R., Vassallo, R., Marco, S., S., M., Ulzibaat, M., Todbileg, M., Michelot, J., and Massault, M. (2009b). Age and slip distribution of Past earthquakes along the Bogd Fault (Mongolia). *Seismological Research Letters* **80**, 358.
- Rizza, M., S., M., Ritz, J., Nazari, H., Hollingsworth, J., and Salamati, R. (submitted). Using luminescence dating of coarse matrix material to estimate fault slip-rate of the Astaneh Fault (Iran). *Quaternary Geochronology*.
- Rizza, M. (2010). Vitesses et déplacements co-sismiques sur des failles décrochantes en Mongolie et en Iran - Apport de la morphotectonique et de la paléosismologie. *Phd thesis - University Montpellier 2*.
- Rubin, C. M., and Sieh, K. (1997). Long dormancy, low slip rate, and similar slip-per-event for the Emerson Fault, eastern California shear zone. *Journal of Geophysical Research* **102**, 15,319-15,333.
- Schlupp, A. (1996). Néotectonique de la Mongolie Occidentale analysée à partir de données de terrain, sismologiques et satellitaires. *Phd thesis - Strasbourg, University Louis Pasteur*, 172 p.
- Schwartz, D. P., Bayasgalan, A., Hanks, T. C., Hanson, K., Lund, W., Prentice, C. S., Ritz, J. F., Rockwell, T. K., and Rockwell, K. (2007). Paleoseismic investigations of the 1957 Gobi-Altai surface ruptures. *50th anniversary earthquake conference commemorating the 1957 Gobi-Altai earthquake, Mongolia*.
- Schwartz, D. P., Coppersmith, K. J., and Anonymous. (1984). Fault behavior and characteristic earthquakes; examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. *Journal of Geophysical Research* **89**, 5681-5698.
- Schwartz, D. P., Hanks, T. C., Prentice, C. S., Bayasgalan, A., Dolan, J. F., Rockwell, T. K., Molnar, P., and Hermann, R. B. (1996). The 1957 Gobi-Altai earthquake ($M = 8.1$); complex; long recurrence (?) interval faulting in the middle of a continent. *Seismological Research Letters* **67**, 54.
- Siame, L., Regis, B., Bourles, D., and Anonymous. (2004). Cosmic ray exposure modeling of concentration depth-profiles; methodology and limitations. *International Geological Congress, Abstracts = Congres Geologique International, Resumes* **32, Part 2**, 923-924.

- Siame, L. L., Braucher, R., and Bourles, D. L. (2000). Les nucleides cosmogeniques produits in-situ; de nouveaux outils en geomorphologie quantitative. Cosmogenic nuclides produced in situ; new applications in quantitative geomorphology. *Bulletin de la Societe Geologique de France* **171**, 383-396.
- Sieh, K., and Knopoff, L. (1996). The repetition of large-earthquake ruptures. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* **93**, 3764-3771.
- Singhvi, A. K., Sharma, Y. P., and Agrawal, D. P. (1982). Thermoluminescence dating of sand dunes in Rajasthan, India. *Nature (London)* **295**, 313-314.
- Stone, J. O. (2000). Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research* **105**, 23,753-23,759.
- Tapponnier, P., and Molnar, P. (1977). Active faulting and tectonics in China. American Geophysical Union, Washington, DC, United States (USA).
- Tapponnier, P., and Molnar, P. (1979). Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal regions. *Journal of Geophysical Research* **84**, 3425-3459.
- Tapponnier, P., Ryerson, F. J., van der Woerd, J., Meriaux, A.-S., and Lasserre, C. (2001). Long-term slip rates and characteristic slip; keys to active fault behaviour and earthquake hazard. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II Sciences de la Terre et des Planetes* **333**, 483-494.
- van der Woerd, J., Ryerson, F. J., Tapponnier, P., Meriaux, A. S., Gaudemer, Y., Meyer, B., Finkel, B., Caffee, M. W., and Guoguang, Z. (2000). Uniform slip-rate along the Kunlun Fault; implications for seismic behaviour and large-scale tectonics. *Geophysical Research Letters* **27**, 2353-2356.
- Vassallo, R. (2006). Chronologie et évolution des reliefs dans la région Mongolie-Sibérie: approche morphotectonique et géochronologique. *thèse Université Montpellier 2*, 260.
- Vassallo, R., Jolivet, M., Ritz, J. F., Braucher, R., Larroque, C., Sue, C., Todbileg, M., and Javkhlanbold, D. (2007a). Uplift age and rates of the Gurvan Bogd System (Gobi-Altay) by apatite fission track analysis. *Earth and Planetary Science Letters* **259**, 333-346.
- Vassallo, R., Ritz, J.-F., Braucher, R., and Carretier, S. (2005). Dating faulted alluvial fans with cosmogenic ¹⁰Be in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia) : climatic and tectonic implications. *Terra Nova* **17**, 278-285.
- Vassallo, R., Ritz, J.-F., Braucher, R., Jolivet, M., Carretier, S., Larroque, C., Chauvet, A., Sue, C., Todbileg, M., Boulès, D. L., Arzhannikova, A., and Arzhannikov, S. (2007b). Transpressional tectonics and stream terraces of the Gobi-Altay, Mongolia. *Tectonics* **26**.
- Vergnolle, M. (2003). Rhéologie et déformation de la lithosphère continentale : apport de mesures GPS en Asie et de modèles numériques. *Phd thesis - Nice, University Nice-Sophia Antipolis*.
- Vergnolle, M., Pollitz, F., and Calais, E. (2003). Constraints on the viscosity of the continental crust and mantle from GPS measurements and postseismic deformation models in western Mongolia. *Journal of Geophysical Research* **108**, 14.
- Walker, R. T., Bayasgalan, A., Carson, R., Hazlett, R., McCarthy, L., Mischler, J., Molor, E., Sarantsetseg, P., Smith, L., Tsogtbadrakh, B., and Tzolmon, G. (2006). Geomorphology and structure of the Jid right-lateral strike-slip fault in the Mongolian Altay Mountains. *Journal of Structural Geology* **28**, 1607-1622.
- Wintle, A. G., and Murray, A. S. (2006). A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements* **41**, 369-391.

APPENDIX A: ^{10}Be Dating

A1. Sampling strategy

The concentration of in situ cosmogenic ^{10}Be is directly related to the time when alluviation ended, or when the subsequent incision led to the abandonment of the fan surface. The sampling strategy consisted in collecting pieces of large boulders (>1m), which allowed minimizing the effects of post-depositional surface deflation (Carretier, 2000; Ritz et al., 2006; Vassallo et al., 2007b) (Figure A1).

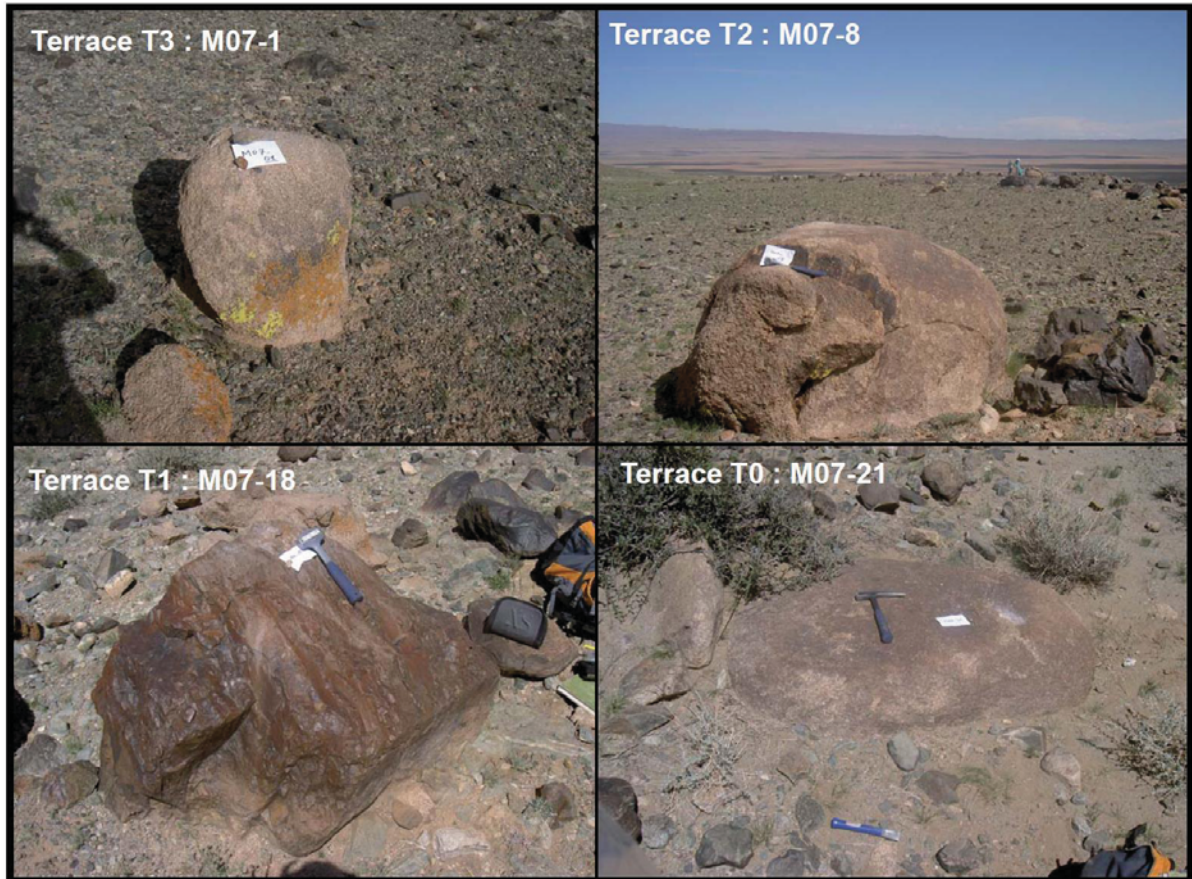


Figure A1: Boulders used for ^{10}Be dating during the 2007 fieldtrip at West Noyan Uul.

A2. Experimental details

The samples from 1995 and 2003 fieldwork were analysed at Tandetron in Gif-sur-Yvette, France. Samples from 2005, 2007 and 2009 field collecting were prepared and analysed by accelerator mass spectrometer at the CEREGE, Aix-en-Provence, France (Table A1).

To estimate exposure ages from boulders as well as both denudation rates and exposure ages from depth profiles, the following equation (1) was used:

$$C(x, \varepsilon, t) = C_{inh} e^{-\frac{x}{\Lambda_n}} + \frac{P_0 \cdot P_n}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_n} + \lambda} e^{-\frac{x}{\Lambda_n}} \left[1 - e^{-\left(\frac{x}{\Lambda_n} + \lambda\right)} \right] + \frac{P_0 \cdot P_{\mu s}}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda} e^{-\frac{x}{\Lambda_{\mu s}}} \left[1 - e^{-\left(\frac{x}{\Lambda_{\mu s}} + \lambda\right)} \right] + \frac{P_0 \cdot P_{\mu f}}{\frac{\varepsilon}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda} e^{-\frac{x}{\Lambda_{\mu f}}} \left[1 - e^{-\left(\frac{x}{\Lambda_{\mu f}} + \lambda\right)} \right]$$

Where :

- $C(x, \varepsilon, t)$ is the ^{10}Be concentration function of depth x (g/cm²), denudation rate ε (g/cm²/yr) and exposure time t (yr).
- Λ_n (160), $\Lambda_{\mu s}$ (1500), $\Lambda_{\mu f}$ (5300) are the effective apparent attenuation lengths (g/cm²), for neutrons, slow muons and fast muons, respectively.
- P_n , $P_{\mu s}$ and $P_{\mu f}$ are the relative contributions to the ^{10}Be production rate of the three reactions ($P_n + P_{\mu s} + P_{\mu f} = 100\%$). The relative contributions to the total surface production rate are 97.85% for the neutrons, 1.50% for slow muons, and 0.65% for the fast muons. These values are based on field-calibrated measurement by Braucher et al.(2003)
- P_0 is the production rate at the surface taken from Stone (2000)
- C_{inh} represents the ^{10}Be concentration potentially acquired by the sample during exposure to cosmic rays prior to emplacement in their sampling position.

Because denudation processes are complex, in a first step, exposure ages were determined using negligible denudation. In that case, the exposure ages are minimum. However, when it was possible, exposure ages were better defined using depth profiles allowing the determination of denudation rate and inheritance using a chi-square inversion (Braucher et al., 2003).

$$\chi^2 - square = \sum_{i=1}^n \left[\frac{C_i - C(x, \varepsilon, t)}{\sigma_i} \right]^2$$

Where :

- C_i is the measured ^{10}Be concentration at depth x_i
- $C(x, \varepsilon, t)$ is the theoretical ^{10}Be concentration determined using equation (1)
- σ_i is the analytical uncertainty at depth i , and n the total number of samples in the profile.

The ages obtained from surficial samples were used only if ages given by depth profiles were poorly constrained. When the surface concentration was at steady state, we determined an denudation rate and an effective irradiation time (Lal, 1991). Figure A2 shows the T_{eff} deduced from the variation of ^{10}Be concentrations for S1 and S2 vs time using the modelled denudation rate. Effective irradiation times T_{eff} are determined by intersecting straight lines defining the linear increase in concentration when production is larger than losses, and the asymptote at steady state.

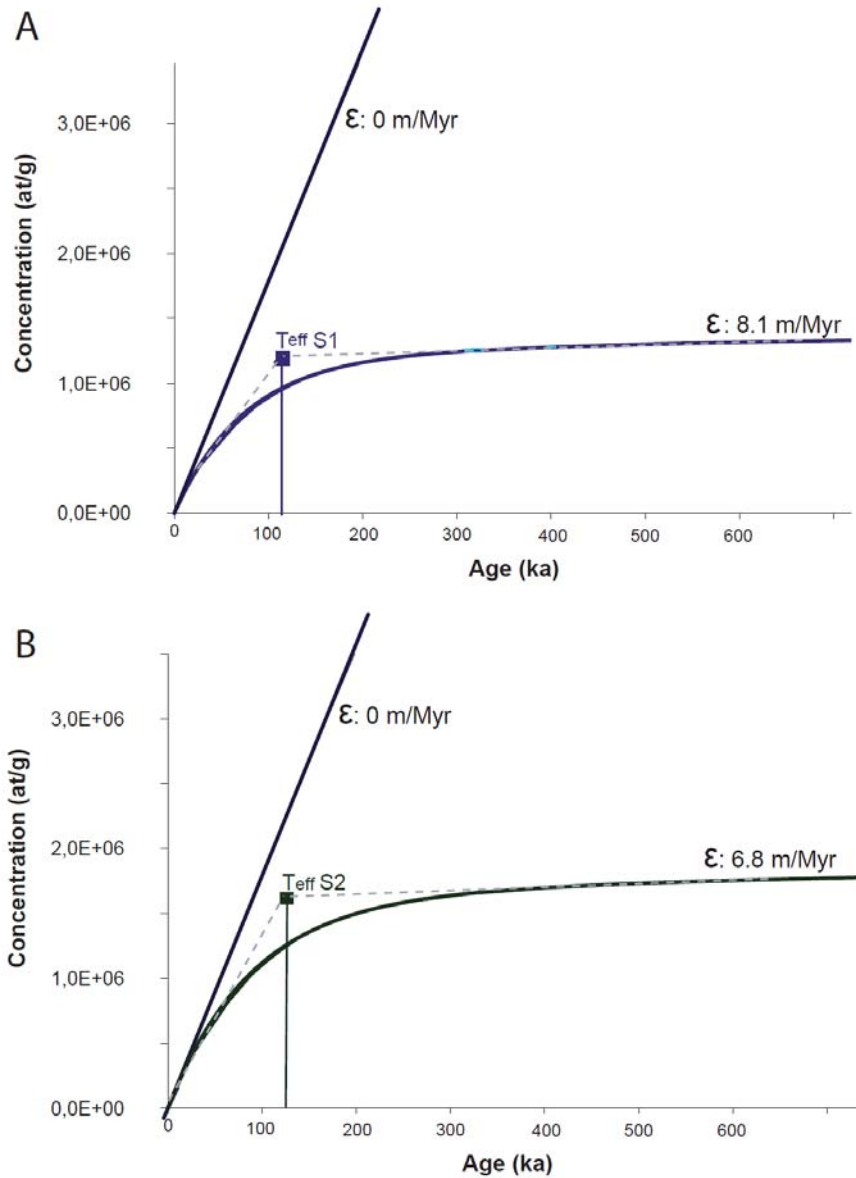


Figure A2: Effective irradiation times deduced from the ^{10}Be concentrations and the denudation rate calculated for S1 (A) and S2 (B) surfaces. The blue and green curves represent the modelled evolution of the ^{10}Be surface concentration versus the time at the measured denudation rates (ϵ) for each surface. The gray dashed lines define the linear increase in concentration and the linear evolution at steady-state. The squares are the intersection between the straight lines and represent minimum time required to reach steady-state (T_{eff}) for S1 and S2 surfaces. Since both of these surfaces are inferred to have reached steady state, these ages also represent minimum ages of abandonment.

Chapitre III : Analyse des vitesses et des déplacements le long des failles de Bogd et Bolnay (Mongolie)

NOYAN UUL site	samples names	latitude WGS84 deg min	longitude WGS84 deg min	altitude m	pressure mbar	density g/cm³	thickness cm
<i>S1 profile</i>	NU42	45°8,24	99°53,68	1565	836	2,40	3,00
<i>S1 profile</i>	NU45	45°8,24	99°53,68	1565	836	2,40	3,00
<i>S1 profile</i>	NU47	45°8,24	99°53,68	1565	836	2,40	3,00
<i>S1 profile</i>	NU49 HF4	45°8,24	99°53,68	1565	836	2,40	3,00
<i>S1 profile</i>	NU51	45°8,24	99°53,68	1565	836	2,40	3,00
<i>S1 profile</i>	NU52A	45°8,24	99°53,68	1565	836	2,40	3,00
<i>S1 profile</i>	NU45HF4	45°8,24	99°53,68	1565	836	2,40	3,00
<i>S1</i>	DVI 1	45°7,48	99°53,14	1730	822	2,65	3,00
<i>S1</i>	DVI 3	45°7,48	99°53,14	1730	822	2,65	3,00
<i>S1</i>	DVI 4	45°7,48	99°53,14	1730	822	2,65	3,00
<i>S1</i>	DVI 5	45°7,48	99°53,14	1730	822	2,65	3,00
<i>S2</i>	DVII 1	45°7,48	99°53,14	1750	820	2,65	3,00
<i>S2</i>	DVII 2	45°7,48	99°53,14	1750	820	2,65	3,00
<i>S2</i>	DVII 3	45°7,48	99°53,14	1750	820	2,65	3,00
<i>S2</i>	DVII 4	45°7,48	99°53,14	1750	820	2,65	3,00
<i>S2</i>	DVII 5	45°7,48	99°53,14	1750	820	2,65	3,00
<i>Amalgam S1</i>	<i>M07-33</i>	45°7,91	<i>99°53,28</i>	<i>1666</i>	<i>828</i>	<i>2,65</i>	<i>3,00</i>
<i>Amalgam S2</i>	<i>M07-34</i>	45°7,51	<i>99°53,28</i>	<i>1735</i>	<i>821</i>	<i>2,65</i>	<i>3,00</i>
<i>S2 profile</i>	<i>M07-35</i>	45°7,51	<i>99°53,13</i>	<i>1735</i>	<i>821</i>	<i>2,40</i>	<i>3,00</i>
<i>S2 profile</i>	<i>M07-37</i>	45°7,52	<i>99°53,13</i>	<i>1735</i>	<i>821</i>	<i>2,40</i>	<i>3,00</i>
<i>S2 profile</i>	<i>M07-39</i>	45°7,53	<i>99°53,13</i>	<i>1735</i>	<i>821</i>	<i>2,40</i>	<i>3,00</i>
<i>S2 profile</i>	<i>M07-40</i>	45°7,54	<i>99°53,13</i>	<i>1735</i>	<i>821</i>	<i>2,40</i>	<i>3,00</i>
<i>S2 profile</i>	<i>M07-41</i>	45°7,55	<i>99°53,13</i>	<i>1735</i>	<i>821</i>	<i>2,40</i>	<i>3,00</i>

WEST NOYAN UUL site	samples names	latitude WGS84 deg min	longitude WGS84 deg min	altitude m	pressure mbar	density g/cm³	thickness cm
<i>T3</i>	<i>M07-01</i>	<i>45°7,90</i>	<i>99°41,69</i>	<i>1618</i>	<i>833</i>	<i>2,60</i>	<i>3,00</i>
<i>T3</i>	<i>M07-02</i>	<i>45°7,96</i>	<i>99°41,75</i>	<i>1609</i>	<i>834</i>	<i>2,60</i>	<i>3,00</i>
<i>T3</i>	<i>M07-03</i>	<i>45°8,05</i>	<i>99°41,76</i>	<i>1606</i>	<i>835</i>	<i>2,60</i>	<i>3,00</i>
<i>T3</i>	<i>M07-04</i>	<i>45°8,09</i>	<i>99°41,79</i>	<i>1592</i>	<i>836</i>	<i>2,60</i>	<i>3,00</i>
<i>T3</i>	<i>M07-05</i>	<i>45°8,00</i>	<i>99°41,76</i>	<i>1608</i>	<i>834</i>	<i>2,60</i>	<i>3,00</i>
<i>T3</i>	<i>M07-06</i>	<i>45°8,01</i>	<i>99°41,71</i>	<i>1607</i>	<i>835</i>	<i>2,60</i>	<i>3,00</i>
<i>T3 right bank</i>	<i>M07-26</i>	<i>45°7,95</i>	<i>99°42,00</i>	<i>1607</i>	<i>835</i>	<i>2,60</i>	<i>3,00</i>
<i>amalgam T3</i>	<i>M07-07</i>	<i>45°8,00</i>	<i>99°41,82</i>	<i>1605</i>	<i>835</i>	<i>2,60</i>	<i>3,00</i>
<i>T2</i>	<i>M07-08</i>	<i>45°7,96</i>	<i>99°41,83</i>	<i>1598</i>	<i>835</i>	<i>2,60</i>	<i>3,00</i>
<i>T2</i>	<i>M07-09</i>	<i>45°7,96</i>	<i>99°41,83</i>	<i>1597</i>	<i>836</i>	<i>2,60</i>	<i>3,00</i>
<i>T2</i>	<i>M07-10</i>	<i>45°7,96</i>	<i>99°41,89</i>	<i>1597</i>	<i>836</i>	<i>2,60</i>	<i>3,00</i>
<i>T2</i>	<i>M07-11</i>	<i>45°8,01</i>	<i>99°41,81</i>	<i>1594</i>	<i>836</i>	<i>2,60</i>	<i>3,00</i>
<i>T2</i>	<i>M07-12</i>	<i>45°8,06</i>	<i>99°41,81</i>	<i>1587</i>	<i>837</i>	<i>2,60</i>	<i>3,00</i>
<i>amalgam T2</i>	<i>M07-13</i>	<i>45°7,60</i>	<i>99°41,84</i>	<i>1598</i>	<i>835</i>	<i>2,60</i>	<i>3,00</i>
<i>T1</i>	<i>M07-14</i>	<i>45°7,98</i>	<i>99°41,86</i>	<i>1592</i>	<i>836</i>	<i>2,60</i>	<i>3,00</i>
<i>T1</i>	<i>M07-15</i>	<i>45°7,99</i>	<i>99°41,86</i>	<i>1591</i>	<i>836</i>	<i>2,60</i>	<i>3,00</i>
<i>T1</i>	<i>M07-16</i>	<i>45°8,00</i>	<i>99°41,87</i>	<i>1593</i>	<i>836</i>	<i>2,60</i>	<i>3,00</i>
<i>T1</i>	<i>M07-17</i>	<i>45°8,00</i>	<i>99°41,87</i>	<i>1592</i>	<i>836</i>	<i>2,60</i>	<i>3,00</i>
<i>T1</i>	<i>M07-18</i>	<i>45°8,09</i>	<i>99°41,87</i>	<i>1587</i>	<i>837</i>	<i>2,60</i>	<i>3,00</i>
<i>amalgam T1</i>	<i>M07-19</i>	<i>45°7,80</i>	<i>99°41,87</i>	<i>1590</i>	<i>836</i>	<i>2,60</i>	<i>3,00</i>
<i>amalgam T0</i>	<i>M07-20</i>	<i>45°7,80</i>	<i>99°41,94</i>	<i>1583</i>	<i>837</i>	<i>2,60</i>	<i>3,00</i>
<i>T0</i>	<i>M07-21</i>	<i>45°7,98</i>	<i>99°41,89</i>	<i>1590</i>	<i>836</i>	<i>2,60</i>	<i>3,00</i>
<i>T0</i>	<i>M07-22</i>	<i>45°7,98</i>	<i>99°41,89</i>	<i>1593</i>	<i>836</i>	<i>2,60</i>	<i>3,00</i>
<i>T0</i>	<i>M07-23</i>	<i>45°8,05</i>	<i>99°41,91</i>	<i>1582</i>	<i>837</i>	<i>2,60</i>	<i>3,00</i>
<i>T0</i>	<i>M07-24</i>	<i>45°8,06</i>	<i>99°41,93</i>	<i>1583</i>	<i>837</i>	<i>2,60</i>	<i>3,00</i>
<i>T0</i>	<i>M07-25</i>	<i>45°8,06</i>	<i>99°41,83</i>	<i>1580</i>	<i>837</i>	<i>2,60</i>	<i>3,00</i>
<i>T2 profile</i>	<i>M07-27</i>	<i>45°8,00</i>	<i>99°41,83</i>	<i>1597</i>	<i>836</i>	<i>2,40</i>	<i>3,00</i>
<i>T2 profile</i>	<i>M07-28</i>	<i>45°8,00</i>	<i>99°41,84</i>	<i>1597</i>	<i>836</i>	<i>2,40</i>	<i>3,00</i>
<i>T2 profile</i>	<i>M07-29</i>	<i>45°8,00</i>	<i>99°41,84</i>	<i>1597</i>	<i>836</i>	<i>2,40</i>	<i>3,00</i>
<i>T2 profile</i>	<i>M07-30</i>	<i>45°8,00</i>	<i>99°41,84</i>	<i>1597</i>	<i>836</i>	<i>2,40</i>	<i>3,00</i>
<i>T2 profile</i>	<i>M07-31</i>	<i>45°8,00</i>	<i>99°41,84</i>	<i>1597</i>	<i>836</i>	<i>2,40</i>	<i>3,00</i>
<i>T2 profile</i>	<i>M07-32</i>	<i>45°8,00</i>	<i>99°41,84</i>	<i>1597</i>	<i>836</i>	<i>2,40</i>	<i>3,00</i>
<i>T2 profile</i>	<i>M07-32 HF4</i>	<i>45°8,00</i>	<i>99°41,84</i>	<i>1597</i>	<i>836</i>	<i>2,40</i>	<i>3,00</i>

BITUT site	samples names	latitude WGS84 deg min	longitude WGS84 deg min	altitude m	pressure mbar	density g/cm ³	thickness cm
<i>T3 (boulder)</i>	MO-03-01	45°2,78	100°22,28	1720	823	2,70	3,00
<i>T3 (boulder)</i>	MO-03-02	45°2,79	100°22,28	1720	823	2,70	3,00
<i>T3 (boulder)</i>	MO-03-03	45°2,79	100°22,28	1720	823	2,70	3,00
<i>T3 (boulder)</i>	MO-03-04	45°2,80	100°22,28	1720	823	2,67	3,00
<i>T3 (boulder)</i>	MO-03-05	45°2,80	100°22,28	1720	823	2,67	3,00
<i>T2 (boulder)</i>	MO-03-07	45°2,70	100°22,44	1690	826	2,67	3,00
<i>T2 (boulder)</i>	MO-03-10	45°2,60	100°22,59	1690	826	2,67	3,00
<i>T2 (boulder)</i>	MO-03-11	45°2,60	100°22,59	1690	826	2,62	3,00
<i>T2 (boulder)</i>	MO-03-12	45°2,60	100°22,59	1690	826	2,62	3,00
<i>T2 (boulder)</i>	MO-03-12 0cm	45°2,60	100°22,59	1690	826	2,62	3,00
<i>T2 (boulder)</i>	MO-03-12 40cm	45°2,60	100°22,59	1690	826	2,62	3,00
<i>T2 (boulder)</i>	MO-03-12 60cm	45°2,60	100°22,59	1690	826	2,62	3,00
<i>T2 profile</i>	MO-03-T2-TOP	45°2,60	100°22,59	1690	826	2,62	3,00
<i>T2 profile</i>	MO-03-T2-40	45°2,60	100°22,59	1690	826	2,60	3,00
<i>T2 profile</i>	MO-03-T2-60	45°2,60	100°22,59	1690	826	2,60	3,00
<i>T2 profile</i>	MO-03-T2-125	45°2,60	100°22,60	1690	826	2,60	3,00
<i>T2 profile</i>	MO-03-T2-160	45°2,60	100°23,80	1690	826	2,60	3,00
<i>T2 profile</i>	MO-03-T2-200	45°2,60	100°23,81	1690	826	2,60	3,00
<i>T2 (boulder)</i>	MO-03-14	45°2,68	100°24,23	1713	824	2,60	3,00
<i>T1 (boulder)</i>	MO-03-16	45°2,69	100°23,70	1650	830	2,60	3,00
<i>T1 (boulder)</i>	MO-03-17	45°2,69	100°22,60	1650	830	2,60	3,00
<i>T1 (boulder)</i>	MO-03-18	45°3,19	100°22,60	1650	830	2,60	3,00
<i>T1 (boulder)</i>	MO-03-19	45°3,16	100°22,60	1650	830	2,60	3,00
<i>T1 (boulder)</i>	MO-03-21	45°3,25	100°22,60	1650	830	2,60	3,00
<i>T1 (boulder)</i>	MO-03-22	45°3,10	100°22,60	1650	830	2,60	3,00
<i>T1 profile</i>	MO-03-T3-30	45°2,68	100°22,60	1650	830	2,60	3,00
<i>T1 profile</i>	MO-03-T3-50	45°2,68	100°22,69	1650	830	2,60	3,00
<i>T1 profile</i>	MO-03-T3-75	45°2,68	100°22,69	1650	830	2,60	3,00
<i>T1 profile</i>	MO-03-T3-100	45°2,68	100°22,66	1650	830	2,60	3,00
<i>T1 profile</i>	MO-03-T3-120	45°2,68	100°22,66	1650	830	2,60	3,00
<i>T0 (boulder)</i>	MO-03-30(T)	45°2,54	100°22,56	1640	831	2,67	3,00
<i>T0 (boulder)</i>	MO-03-31 (B)	45°2,54	100°22,56	1640	831	2,67	3,00
<i>T0 (boulder)</i>	MO-03-32	45°2,51	100°22,56	1640	831	2,67	3,00
<i>T0 (valley)</i>	MO-03-46	44°59,64	100°22,56	2100	785	2,67	3,00
<i>T0 (valley)</i>	MO-03-47	44°59,64	100°22,56	2100	785	2,67	3,00
<i>T0 (valley)</i>	MO-03-48	44°59,64	100°22,56	2100	785	2,67	3,00
<i>T0 (valley)</i>	MO-03-49	44°59,64	100°22,56	2100	785	2,67	3,00
<i>T0 (valley)</i>	MO-03-50	44°59,64	100°22,56	2100	785	2,67	3,00
<i>T0 (valley)</i>	MO-03-51(T)	44°59,64	100°22,56	2100	785	2,67	3,00
<i>T0 (valley)</i>	MO-03-55(B)	44°59,64	100°22,56	2100	785	2,67	3,00

Table A1: Location, elevation, pressure bar using CosmoCalc (Vermeesch, 2007), density and thickness for samples used in this study. The samples shown in italics are data never published.

Chapitre III : Analyse des vitesses et des déplacements le long des failles de Bogd et Bolnay (Mongolie)

NOYAN UUL	samples	depth (cm)	altitude(m)	10Be (at/g)	10Be error (at/g)	Production(at/g/yr)	measured at
S1 profile	NU42	205	1565	3,578E+05	5,600E+04	16,44	TANDETRON
S1 profile	NU45	160	1565	6,534E+05	1,308E+05	16,44	TANDETRON
S1 profile	NU47	110	1565	4,696E+05	5,935E+04	16,44	TANDETRON
S1 profile	NU49 HF4	80	1565	3,358E+05	2,772E+04	16,44	TANDETRON
S1 profile	NU51	20	1565	1,155E+06	1,184E+05	16,44	TANDETRON
S1 profile	NU52A	0	1565	1,917E+06	1,966E+05	16,44	TANDETRON
S1 profile	NU45HF4	160	1565	5,746E+05	1,818E+05	16,44	TANDETRON
S1	DVI 1	0	1730	1,420E+06	1,100E+05	18,22	TANDETRON
S1	DVI 3	0	1730	1,300E+06	1,700E+05	18,22	TANDETRON
S1	DVI 4	0	1730	1,040E+06	1,100E+05	18,22	TANDETRON
S1	DVI 5	0	1730	1,370E+06	1,400E+05	18,22	TANDETRON
S2	DVII 1	0	1750	1,100E+06	1,400E+05	18,49	TANDETRON
S2	DVII 2	0	1750	1,560E+06	1,700E+05	18,49	TANDETRON
S2	DVII 3	0	1750	1,830E+06	1,200E+05	18,49	TANDETRON
S2	DVII 4	0	1750	1,650E+06	1,400E+05	18,49	TANDETRON
S2	DVII 5	0	1750	1,550E+06	1,200E+05	18,49	TANDETRON
Amalgam S1	M07-33	0	1666	1,488E+06	4,277E+04	17,22	ASTER
Amalgam S2	M07-34	0	1735	2,078E+06	5,785E+04	18,33	ASTER
S2 profile	M07-35	200	1735	4,067E+05	3,640E+04	18,33	ASTER
S2 profile	M07-37	130	1735	5,108E+05	2,625E+04	18,33	ASTER
S2 profile	M07-39	75	1735	8,257E+05	1,533E+04	18,33	ASTER
S2 profile	M07-40	35	1735	1,556E+06	2,721E+04	18,33	ASTER
S2 profile	M07-41	10	1735	1,663E+06	1,896E+04	18,33	ASTER

WEST NOYAN UUL	samples	depth (cm)	altitude(m)	10Be (at/g)	10Be error (at/g)	Production(at/g/yr)	measured at
T3	M07-01	0	1618	1,143E+06	2,024E+04	17,24	ASTER
T3	M07-02	0	1609	1,587E+06	3,769E+04	17,13	ASTER
T3	M07-03	0	1606	1,611E+06	7,633E+04	17,09	ASTER
T3	M07-04	0	1592	1,742E+06	7,445E+04	16,92	ASTER
T3	M07-05	0	1608	1,666E+06	6,606E+04	17,12	ASTER
T3	M07-06	0	1607	1,749E+06	5,795E+04	17,10	ASTER
T3 right bank	M07-26	0	1607	1,571E+06	1,048E+05	17,10	ASTER
amalgam T3	M07-07	0	1605	1,644E+06	4,771E+04	17,08	ASTER
T2	M07-08	0	1598	1,022E+06	1,988E+04	16,99	ASTER
T2	M07-09	0	1597	1,516E+06	2,106E+04	16,98	ASTER
T2	M07-10	0	1597	1,414E+06	8,056E+04	16,98	ASTER
T2	M07-11	0	1594	2,269E+06	1,175E+05	16,94	ASTER
T2	M07-12	0	1587	1,153E+06	7,229E+04	16,85	ASTER
amalgam T2	M07-13	0	1598	1,614E+06	2,081E+04	16,99	ASTER
T1	M07-14	0	1592	9,429E+05	3,379E+04	16,91	ASTER
T1	M07-15	0	1591	9,603E+05	2,740E+04	16,90	ASTER
T1	M07-16	0	1593	6,882E+05	3,122E+04	16,94	ASTER
T1	M07-17	0	1592	5,082E+05	2,999E+04	16,91	ASTER
T1	M07-18	0	1587	4,910E+05	4,039E+04	16,85	ASTER
amalgam T1	M07-19	0	1590	8,163E+05	3,470E+04	16,89	ASTER
amalgam T0	M07-20	0	1583	6,578E+05	1,247E+04	16,80	ASTER
T0	M07-21	0	1590	2,487E+05	1,132E+04	16,89	ASTER
T0	M07-22	0	1593	4,485E+05	2,188E+04	16,93	ASTER
T0	M07-23	0	1582	2,998E+05	4,865E+04	16,79	ASTER
T0	M07-24	0	1583	4,861E+05	3,244E+04	16,80	ASTER
T0	M07-25	0	1580	5,295E+05	4,064E+04	16,80	ASTER
T2 profile	M07-27	0	1597	2,323E+05	1,930E+04	16,98	ASTER
T2 profile	M07-28	30	1597	6,363E+05	1,284E+04	16,98	ASTER
T2 profile	M07-29	50	1597	6,084E+05	1,059E+05	16,98	ASTER
T2 profile	M07-30	95	1597	6,502E+05	9,694E+04	16,98	ASTER
T2 profile	M07-31	130	1597	8,473E+05	4,123E+04	16,98	ASTER
T2 profile	M07-32	150	1597	6,138E+05	3,231E+04	16,98	ASTER
T2 profile	M07-32 HF4	150	1597	6,014E+05	1,705E+04	16,98	ASTER

<i>BITUT</i>	<i>samples</i>	<i>depth (cm)</i>	<i>altitude(m)</i>	<i>¹⁰Be (at/g)</i>	<i>¹⁰Be error (at/g)</i>	<i>Production(at/g/yr)</i>	<i>measured at</i>
T3 (boulder)	MO-03-01	0	1720	1,401E+06	1,205E+05	18,07	ASTER
T3 (boulder)	MO-03-02	0	1720	1,349E+06	9,779E+04	18,07	ASTER
T3 (boulder)	MO-03-03	0	1720	1,569E+06	1,661E+05	18,07	ASTER
T3 (boulder)	MO-03-04	0	1720	1,690E+06	1,311E+05	18,07	ASTER
T3 (boulder)	MO-03-05	0	1720	1,173E+06	8,101E+04	18,07	ASTER
T2 (boulder)	MO-03-07	0	1690	2,164E+06	1,053E+05	17,68	ASTER
T2 (boulder)	MO-03-10	0	1690	1,284E+06	6,773E+04	17,67	ASTER
T2 (boulder)	MO-03-11	0	1690	1,824E+06	9,974E+04	17,67	ASTER
T2 (boulder)	MO-03-12	0	1690	1,949E+06	2,322E+05	17,67	ASTER
T2 (boulder)	MO-03-12 0cm	0	1690	1,809E+06	9,576E+04	17,67	ASTER
T2 (boulder)	MO-03-12 40cm	40	1690	2,622E+06	8,295E+05	17,67	ASTER
T2 (boulder)	MO-03-12 60cm	60	1690	8,457E+05	6,867E+04	17,67	ASTER
T2 profile	MO-03-T2-TOP	0	1690	1,759E+06	1,452E+05	17,67	ASTER
T2 profile	MO-03-T2-40	40	1690	1,133E+06	1,410E+05	17,67	ASTER
T2 profile	MO-03-T2-60	60	1690	8,558E+05	1,714E+05	17,67	ASTER
T2 profile	MO-03-T2-125	125	1690	3,528E+05	5,331E+04	17,67	ASTER
T2 profile	MO-03-T2-160	160	1690	4,468E+05	1,026E+05	17,67	ASTER
T2 profile	MO-03-T2-200	200	1690	1,385E+05	3,181E+04	17,67	ASTER
T2 (boulder)	MO-03-14	0	1713	8,275E+05	8,005E+04	17,98	ASTER
T1 (boulder)	MO-03-16	0	1650	1,371E+06	1,281E+05	17,16	ASTER
T1 (boulder)	MO-03-17	0	1650	7,790E+05	2,755E+05	17,15	ASTER
T1 (boulder)	MO-03-18	0	1650	1,496E+06	9,360E+04	17,17	ASTER
T1 (boulder)	MO-03-19	0	1650	1,259E+06	2,302E+05	17,17	ASTER
T1 (boulder)	MO-03-21	0	1650	1,324E+06	1,534E+05	17,17	ASTER
T1 (boulder)	MO-03-22	0	1650	1,549E+06	1,928E+05	17,17	ASTER
T1 profile	MO-03-T3-30	30	1650	8,290E+05	6,339E+04	17,16	ASTER
T1 profile	MO-03-T3-50	50	1650	4,820E+05	1,079E+05	17,16	ASTER
T1 profile	MO-03-T3-75	75	1650	2,757E+05	3,330E+04	17,16	ASTER
T1 profile	MO-03-T3-100	100	1650	2,129E+05	4,263E+04	17,16	ASTER
T1 profile	MO-03-T3-120	120	1650	2,462E+05	1,102E+05	17,16	ASTER
T0 (boulder)	MO-03-30(T)	0	1640	1,745E+05	3,494E+04	17,04	ASTER
T0 (boulder)	MO-03-31 (B)	0	1640	2,004E+05	3,175E+04	17,04	ASTER
T0 (boulder)	MO-03-32	0	1640	3,179E+05	3,163E+04	17,04	ASTER
T0 (valley)	MO-03-46	0	2100	1,103E+05	6,368E+04	23,66	ASTER
T0 (valley)	MO-03-47	0	2100	2,963E+05	2,964E+04	23,66	ASTER
T0 (valley)	MO-03-48	0	2100	4,184E+05	5,247E+04	23,66	ASTER
T0 (valley)	MO-03-49	0	2100	2,622E+05	9,275E+04	23,66	ASTER
T0 (valley)	MO-03-50	0	2100	1,839E+05	4,117E+04	23,66	ASTER
T0 (valley)	MO-03-51(T)	0	2100	1,212E+05	2,053E+04	23,66	ASTER
T0 (valley)	MO-03-55(B)	0	2100	1,852E+05	1,870E+04	23,66	ASTER

Table A2: Depth, elevation, ¹⁰Be concentrations and their associated incertitude, production rate calculated using Stone (2000), and laboratory location for this study. The samples shown in italics are data never published.

Appendix B: Luminescence dating

B1. OSL collecting protocol

B1.1. Bitut

At Bitut we collected samples as small blocks because the material was well cemented and stored them in aluminium cans that we kept in a dark plastic bag. We kept only the material in the center of the block after removing the light-exposed edges. The block edges were painted in the lab, the paint was allowed to dry, and then the edges were rigorously trimmed off to get to the center. If any paint showed up in the sieves during the prep process, the sample fraction was thrown away and a new portion was used.

B1.2. Baast Uul

At Baast Uul, the main stratigraphic deposits in the alluvial surfaces are clastic limestone pebbles supported by sand matrix, stratified and poorly sorted. We decided that, in order to collect only the matrix, we would need to build ourselves a “portable” dark room as the foundation area that would enable us to dig out suitable OSL samples. Our samples were collected by using the field protocol detailed in Rizza et al., (submitted to Quaternary Geochronology), covering the pits with several layers of black plastic and cover blankets, such that we could be confident that during the manual extraction and collection, there was not any light exposure at the time of sampling.

B2. Experimental details

B2.1. Dosimetry

Around 600 grams of bulk sample were dried, sealed in a plastic planchets (Murray et al., 1987) and placed in a gamma-ray spectrometer to measure the concentration of radiogenic Thorium (Th), Potassium (K) and Uranium (U). Dose rates for each sample were calculated using radioisotope concentration, burial depth, elevation, geomagnetic latitude (Prescott and Hutton, 1994) and present day moisture. Alpha and beta attenuation contributions were corrected for grain-size attenuation (Aitken, 1985) if fine grains were used for dating (i.e. IRSL). All elemental concentrations and dose rates are shown in Table 1.

B2.2. Sample preparation protocol

In the OSL laboratory the entire part of the plastic bag contained within the tube was used for the quartz separation. After standard quartz separation, the samples was re-sieved to save the pure quartz grains and to discard the broken, and thus smaller, plagioclase grains that survived the heavy liquid process. Within the samples plagioclase was very plentiful. The largest sand size fraction was used for these samples because it was the dominant fraction (>50%) within usable OSL grain sizes.

B2.2.1. Quartz dating

The quartz grains from the Bitut sample (Bi-OSL5) were analysed with the Single Aliquot Regeneration (SAR) procedures (Murray and Wintle, 2000) and run as aliquots with a size of 1 to 2 mm (Figure B1). Extended descriptions of the machine and protocols used can be found in the table B1.

Measurement parameters:	
Mineral; grain size:	quartz: 250-180 μm
Stimulation source:	four clusters LED, emission centered at 470 nm
Power delivered to aliquot:	22 mW/cm ²
Duration of stimulation:	40 seconds
Photomultiplier:	TL/OSL DA 15A/B Reader, Minisys 14
Aliquot temperature:	125°C
Detection filters:	2 Hoya U-340
Normalization:	natural (0.5 sec)
Preheat:	260°C for 10 sec with same cut heat
Equivalent dose evaluation:	single aliquot regeneration (SAR)
Beta effectiveness:	fine grains: $a = 0.07\text{-}0.09$
Dose-rate evaluation:	lab and portable χ -spectrometer
Dose rate range:	4.19-3.50 Gy/ka
Water content:	10-30%
Cosmic-ray contribution:	4% of total dose rate

Table B1: Luminescence parameters for OSL used in preparation and analyses of samples

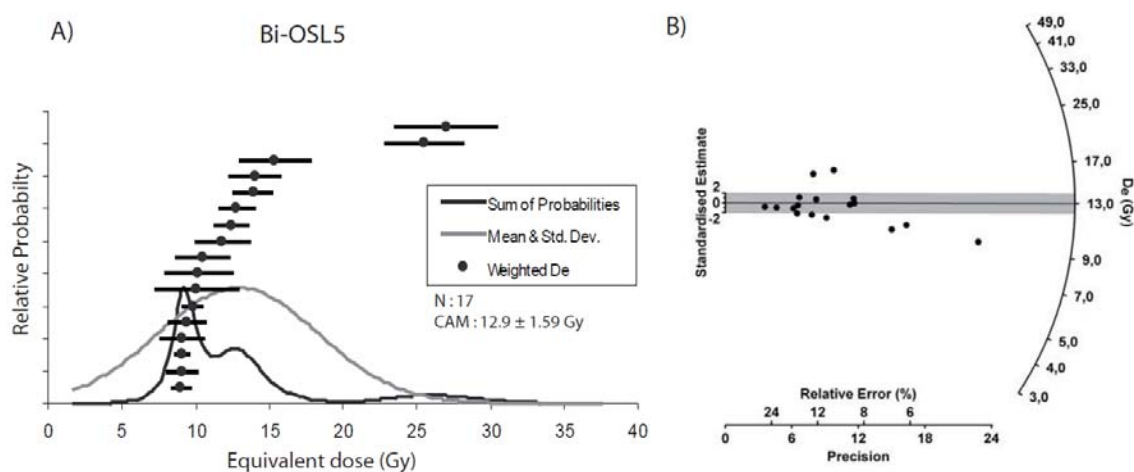


Figure B1: Results of OSL dating on the 250-180 μm quartz grains for Bi-OSL5 sample. A) Relative probability of equivalent dose (De) distribution. The black filled dots are the individual De values for each aliquot, the gray line is the distribution of the Gaussian function, and the black line is the probability density function. N represents the total number of aliquots number. B) Radial plots of the measured doses using Galbraith et al. (1999).

B2.2.2 Feldspar dating

We used Infrared Stimulated Luminescence (IRSL) which is the emissions from the potassium-Feldspar silt fractions. The IRSL samples M07-Bi-OSI-T2 and BG09-1 were analysed

using the Multiple Aliquot Additive Dose (MAAD) procedure (Aitken, 1998). The fine-grained (4-11 μm) polymineral sample splits for three samples were analyzed using the total-bleach Multiple-Aliquot Additive-Dose (MAAD) method for IRSL (Singhvi et al., 1982; Lang, 1994; Richardson et al., 1997; Forman and Pierson, 2002). Specific details for this are addressed in this table B2. Fading tests were carried out following the instructions of (Auclair et al., 2003). The fading rate can be quantified by the g -value, which corresponds to the percentage fading loss per decade of time. These values are a ratio of luminescence emission after storage of 21 days divided by the immediate measurement (a ratio of 1.0 indicates stable luminescence), and we corrected to the “ g ” factor (i.e. Huntley and Lamothe, 2001) using their formulas in a simple worksheet.

Measurement parameters:	
Mineral; grain size:	polymineral: 4-11 μm
Stimulation source:	30 IR diodes, emission centered on 880 nm
Power delivered to aliquot:	17 m W/cm ²
Duration of stimulation:	100 seconds
Final signal level:	10% of initial
Photomultiplier:	Thorn-EMI 9635Q
Aliquot temperature:	30°C IRSL/ 500°C final TL
Detection filters:	390-490 (blue)
Normalization:	natural (0.5 sec)
Preheat:	124°C for 64 hours
Delay before measurement:	24 hr or more
Equivalent dose evaluation:	additive method using integrated OSL/ satisfactory plateau
Background evaluation:	after bleaching with natural sunlight and quartz window
Alpha effectiveness:	fine grains: $a = 0.07\text{-}0.09$
Dose-rate evaluation:	lab and portable χ -spectrometer
Dose rate range:	4.19-3.50 Gy/ka
Water content:	10-30%
Cosmic-ray contribution:	4% of total dose rate

Table B2: Luminescence parameters for IRSL used in preparation and analyses of samples

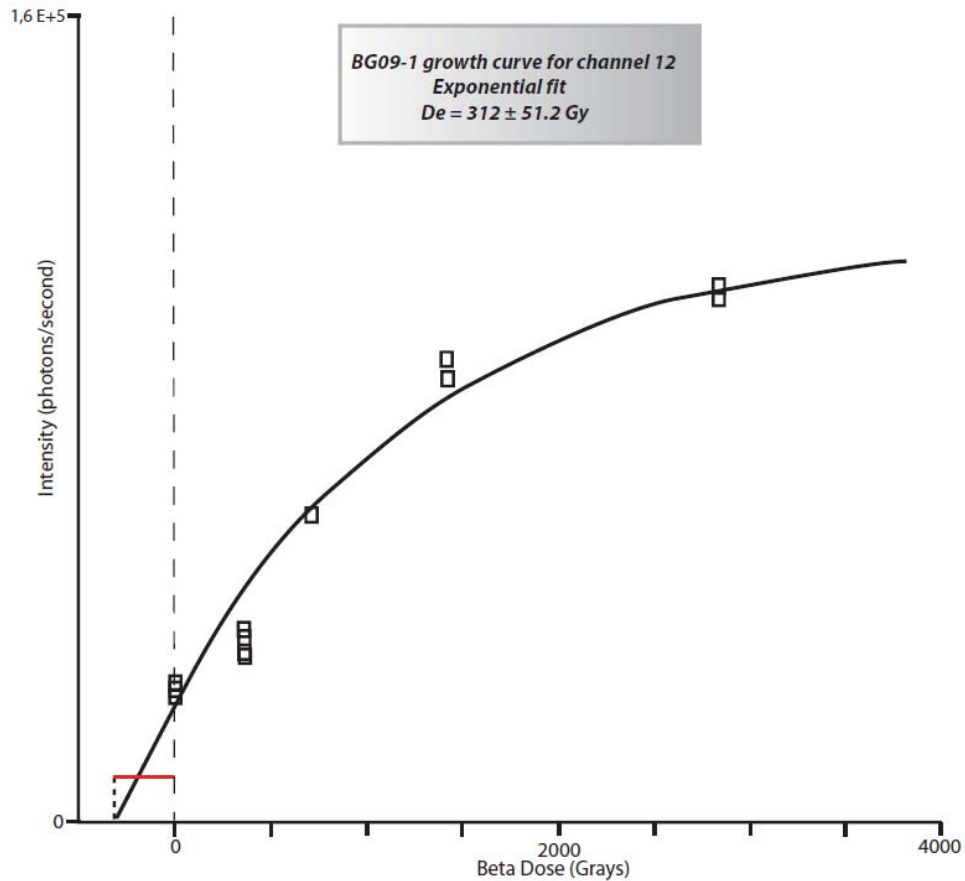


Figure B2: BG09-1 growth curve for IRSL, with the natural plotted on the intensity axis (photons/sec). Multiple aliquot additive doses increase in response to increasing beta radiation and are fitted to an exponential. Dose is measured in Grays with 12 seconds of stimulation shown as 312 ± 51.2 Grays. To obtain the average doses all measurements from 1 to 30 seconds are used.

III.2.3. Analyses paléosismologiques

Les travaux de morphotectonique présentés dans la section ci-dessus suggèrent que la faille de Bogd présente un glissement caractéristique et des intervalles de récurrence similaires sur les segments WIB, NIB et le segment inverse de Gurvan Bulag. Cependant, au niveau de Camel Bone-Zadgay Zayhr localisé sur le segment EIB, les travaux publiés en paléosismologie indiquent que le séisme précédent celui de 1957 a eu lieu entre 794 ans BP et 2304 ans BP (Schwartz et al., 1996 ; Bayasgalan, 1999 ; Schwartz et al., 2007).

Afin de mieux contraindre l'âge des derniers séismes et les intervalles de récurrence le long des segments ouest (WIB, NIB et EIB) de la faille de Bogd, des tranchées ont été ouvertes à Ulaan Bulag en 2007, puis à Noyan Uul et Zadgay Zayhr en 2009. Ces travaux de paléosismologie ont été motivés par la question de savoir si les trois segments ouest et le segment de Gurvan Bulag ont pu cassés contemporanément, ce qui impliquerait alors qu'un séisme caractéristique a eu lieu sur la faille de Bogd, ou si les segments présentent des ruptures indépendantes les unes des autres.

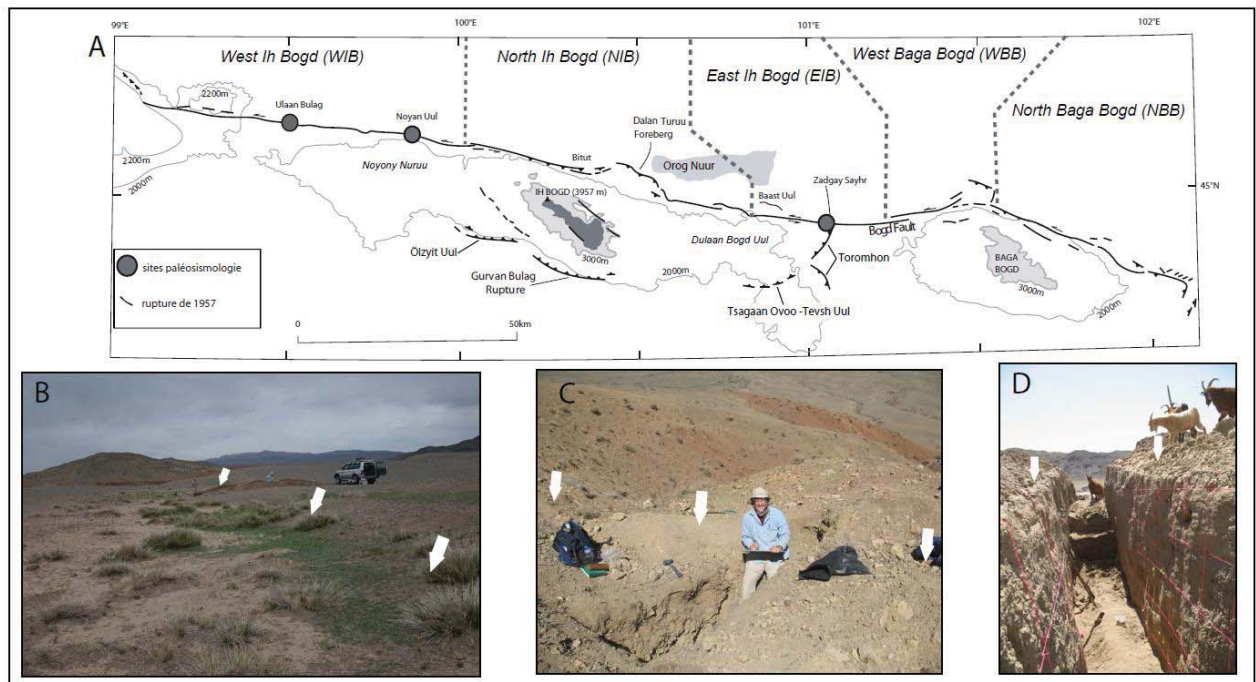


Figure III-2-1 : A) Localisation des sites de paléosismologie le long de la faille de Bogd. B) Photographie prise à Ulaan Bulag montrant l'emplacement de la tranchée au niveau de l'escarpement de faille (flèches blanches). C) Tranchée ouverte à Noyan Uul au niveau de l'escarpement de faille. D) Vue de l'intérieur de la tranchée à Zadgay Zayhr.

1) Le site d'Ulaan Bulag

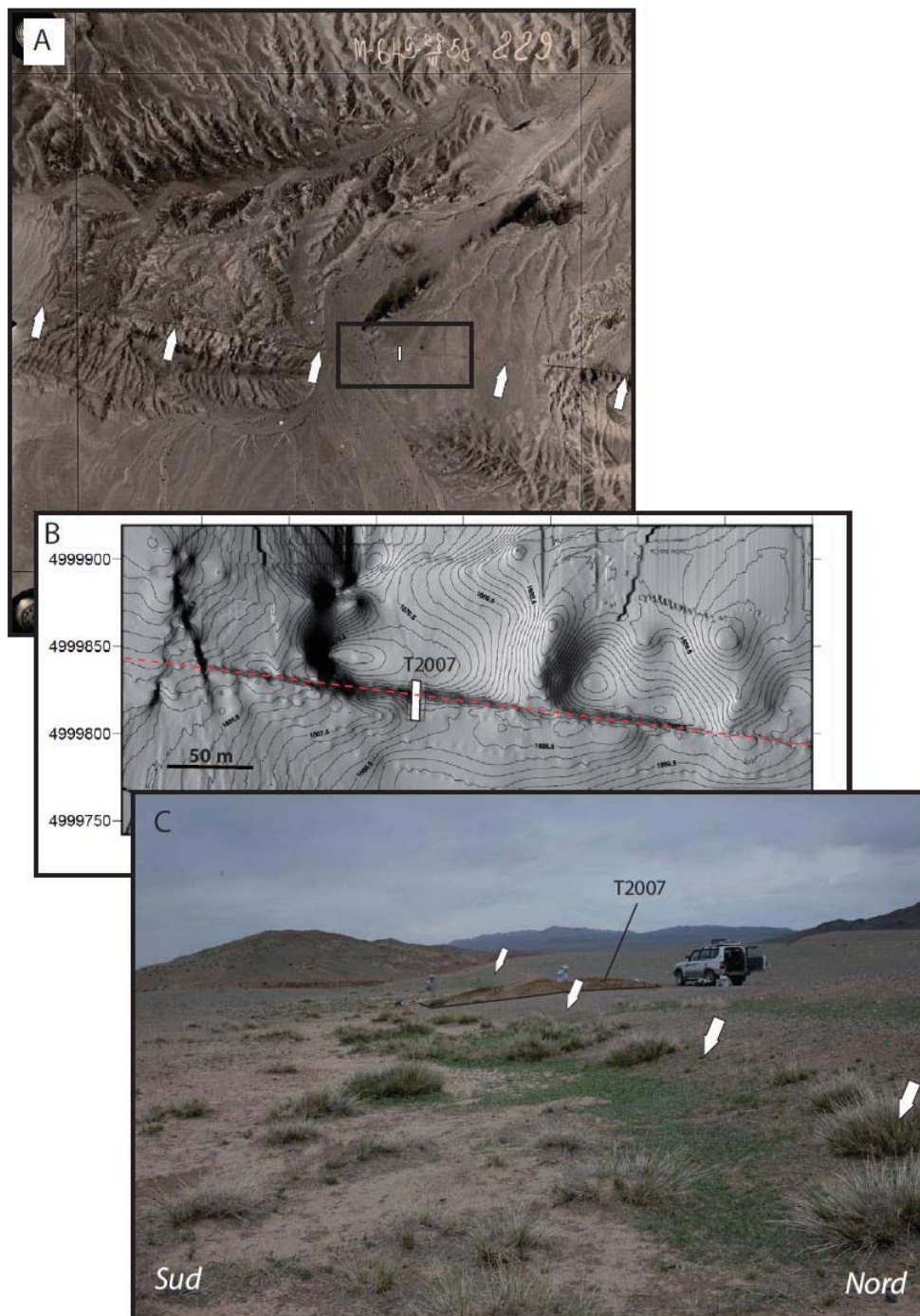


Figure III-2-2 : Localisation du site d'Ulaan Bulag et informations sur la localisation de la tranchée. A) Photographie aérienne de la zone de tranchée. La faille de Bogd ne présente qu'un seul segment linéaire. La zone de tranchée est localisée dans la boîte noire. B) Modèle numérique de terrain de la zone de tranchée (rectangle blanc). C) Photographie de la tranchée avec une prise de vue en direction de l'ouest.

En 2007, une première campagne d'analyses paléosismologiques a eu lieu sur le site d'Ulaan Bulag, localisée au centre du segment WIB de la faille de Bogd, près de l'épicentre

du séisme de 1957 (Figure III-2-1). Le site d'Ulaan Bulag se situe au niveau d'une plaine alluviale où la faille de Bogd a une composante essentiellement décrochante et où la valeur du glissement caractéristique est d'environ 5 m (Kurushin et al., 1997) (Figure III-2-2). Ce site avait été précédemment étudié en 1996 par une équipe de paléosismologues constituée de T. Rockwell, D. Schwartz et C. Prentice. Cependant, malgré une collecte d'échantillons, les âges des derniers séismes n'avaient pas été estimés (Schwartz et al., 2007).

En 2007, la tranchée a été ré-ouverte afin de comparer les deux logs paléosismologiques et un ensemble d'échantillons pour des datations au ^{14}C et pour la luminescence ont été prélevés dans la nouvelle tranchée. Dans cette section les travaux de paléosismologie effectués en 2007 sont détaillés, puis comparés à ceux effectués en 1996.

Présentation du log paléosismologique et interprétations des évènements :

- **Rupture de 1957 :** la rupture de surface correspondant au séisme de 1957 est visible au toit des unités 1 et 12, avec cinq terminaisons de failles. Au niveau de la zone de faille B plusieurs décalages sont visibles : au sein de l'unité 1, un niveau de sable plus grossier est décalé ; la base de cette même unité 1 présente également un petit décalage vertical de quelques centimètres prouvant que cette unité a été affectée par séisme. Au niveau de la zone de faille D, un contact anormal entre les unités 1 et 13 indique un décalage latéral des unités lors du séisme de 1957.

- **Séisme 2 :** Sous la base de l'unité érosive 2, un grand nombre de terminaisons de failles, au nombre de 11, sont visibles provenant des zones de failles A, B, C, et D. À la base de l'unité 12, on retrouve également une terminaison de faille de la faille E. De plus, au niveau des zones de failles A, B, C et D, de nombreux décalages sont visibles au sein des unités stratigraphiques. Afin de dater au plus près cet évènement, deux échantillons de luminescence ont été collectés. Au sein de l'unité 2, l'échantillon n° 3 [$3.41 \pm 0.46 \text{ ka}$] permet de postdater le séisme 2 ; au sein de l'unité 4, l'échantillon n° 2 [$5.08 \pm 0.56 \text{ ka}$] permet de pré-dater le séisme 2.

- **Séisme 3 :** Au niveau des zones de failles A et B, on retrouve des terminaisons de failles qui sont scellées par l'unité 5. De plus des décalages au sein des unités 6 et 7, composées de matériel de chenal, sont visibles le long de la zone de faille A. Au niveau de la zone de faille D, on retrouve une seule terminaison de faille au sein de l'unité 10. Nous avons interprété un évènement au sein de cette unité car la stratification est plane au-dessus de la faille, alors qu'elle semble être basculée sous cette même faille. Or, nous avons observé que

cette unité 10 a déjà été affectée par le séisme 2. Cette terminaison de faille se trouvant dans la partie inférieure de cette unité 10, nous l'interprétons comme étant le séisme 3. Deux échantillons permettent d'encadrer cet événement : au sein de l'unité 7, l'échantillon n°1 [10.6 ± 0.71 ka] permet de pré-dater le séisme 3, et au sein de l'unité 10, l'échantillon de ^{14}C n°14 [$8149-8560$ cal BP] (au-dessus de la terminaison de faille) permet de postdater l'évènement 3.

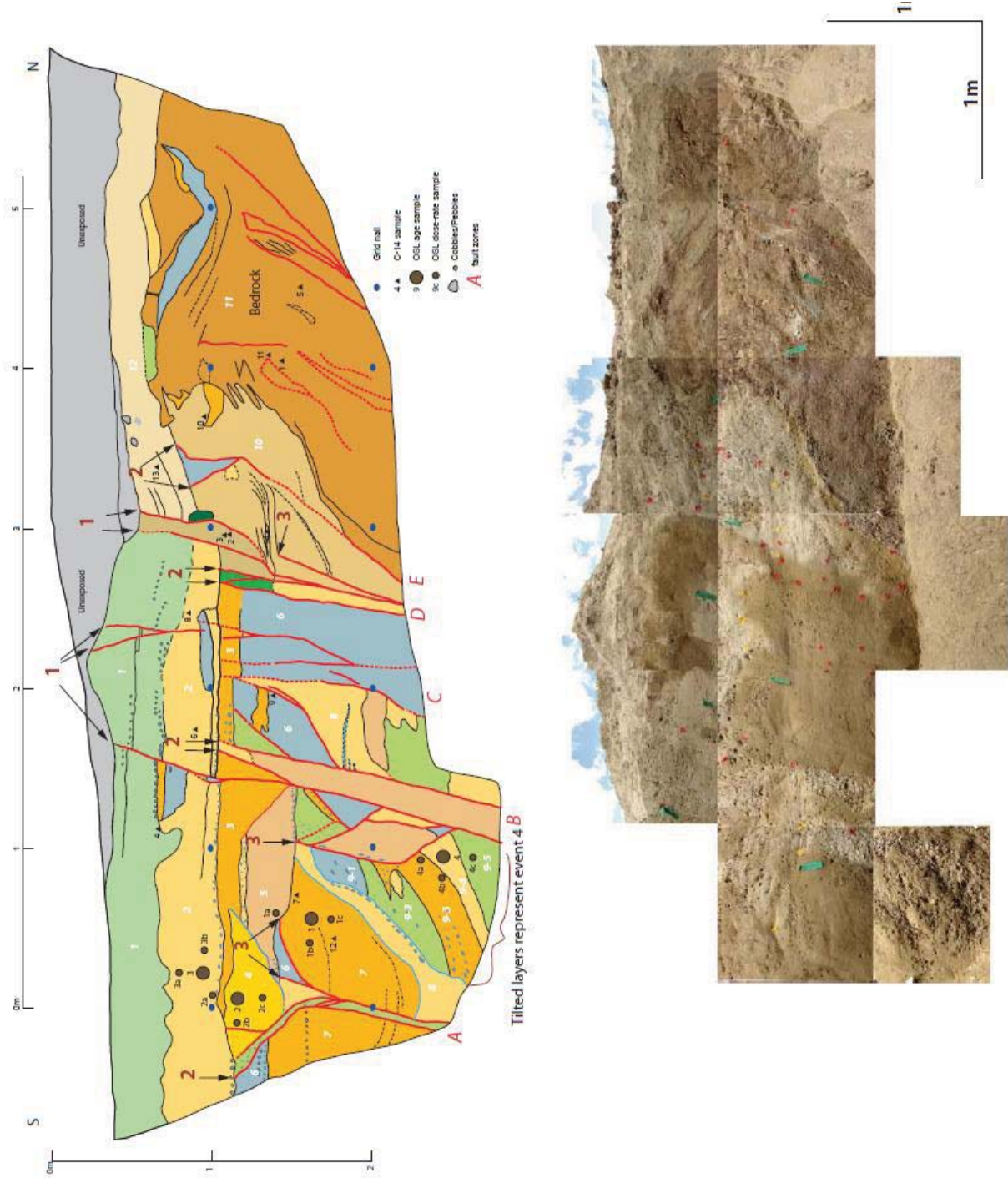
- **Séisme 4** : Nous interprétons le basculement des unités 9-1 à 9-5 comme pouvant être le résultat d'un séisme antérieur. En effet, l'unité 8 recouvre les unités 9-1 à 9-3 par un contact érosif. La stratification au sein de l'unité 8 montre que ce contact correspond à une base de chenal érosive. Les unités 9-1 à 9-5 ont donc certainement été basculées avant la mise en place de ce chenal. Nous avons montré par ailleurs que ce chenal, correspondant à l'ensemble des unités 7 et 8, est affecté par le séisme 3. Si ces unités ont été basculées, c'est donc lors d'un séisme antérieur à celui du séisme 3. Un échantillon n° 4 [14.0 ± 1.65 ka] a été collecté au sein de l'unité 9-4, permettant de pré-dater le basculement des unités 9-1 à 9-5.

TABLE 1: résultats de la luminescence optique en OSL et IRSL

Sample information	% Water content ^a	K (%) ^b	U (ppm) ^b	Th (ppm) ^b	Cosmic dose ^c additions (Gy/ka)	Total Dose Rate (Gy/ka)	Equivalent Dose (Gy)	n ^d	Age (ka) ^e
<i>UB-OSL3</i> post dates PU event	1 (27)	2.32 ± 0.07	2.34 ± 0.17	10.15 ± 0.27	0.26 ± 0.02	3.42 ± 0.07^e	11.7 ± 1.14^e	23 (28)	3.41 ± 0.34^e
<i>UB-OSL2</i> pre-PU event	1 (32)	2.48 ± 0.09	2.76 ± 0.13	12.02 ± 0.32	0.26 ± 0.02	3.70 ± 0.08^e 5.27 ± 0.11^f	18.8 ± 2.01^e 26.6 ± 0.56^f	15 (20) -	5.08 ± 0.56^e 5.05 ± 0.30^f
<i>UB-OSL1</i> Pre-3rd event	1 (26)	1.91 ± 0.10	1.94 ± 0.10	6.23 ± 0.23	0.25 ± 0.02	2.74 ± 0.07^e 3.75 ± 0.09^f	29.1 ± 1.79^e 41.6 ± 2.71^f	31 (35) -	10.6 ± 0.71^e 11.1 ± 0.71^f
<i>UB-OSL4</i> pre-tilting (pre 4th event)	1 (19)	2.25 ± 0.07	2.26 ± 0.13	8.08 ± 0.33	0.22 ± 0.02	3.29 ± 0.09^e	46.2 ± 5.31^e	25 (30)	14.0 ± 1.65^e

^aField moisture, with figures in parentheses indicating the complete sample saturation %. Ages calculated using 45-50% of saturation values.
^bAnalyses obtained using laboratory Gamma Spectrometry (low resolution NaI detector).
^cCosmic doses and attenuation with depth were calculated using the methods of Prescott and Hutton (1994). See text for details.
^dNumber of replicated equivalent dose (De) estimates used to calculate the mean. Figures in parentheses indicate total number of measurements made including failed runs with unusable data.
^eDose rate and age for fine-grained 150-90 um quartz sand. Linear + exponential fit used on age, errors to one sigma.
^fRange of grain size 4 to 11 microns. Exponential fit used for equivalent dose data. Errors at one sigma. Fade tests indicate there should be a correction of $g = 1.38\%$ /decade. IRSL done on K-spars.

Table 1 : Détails des datations par luminescence.



Comparaison des données 1996/2007 :

Une comparaison entre les logs de 1996 et de 2007 montrent qu'au minimum trois séismes sont répertoriés dans les deux tranchées (Figure III-2-4). De plus, dans ces deux tranchées, des unités basculées en base de tranchée suggèrent un quatrième séisme. En 1996, des échantillons de ^{14}C , composés de charbons, et des échantillons de thermoluminescence (TL) avaient été collectés sur l'ensemble de la tranchée. La gamme des âges obtenus variait de 3.3 ka à 17.9 ka, mais aucune cohérence stratigraphique n'avait été relevée. Schwartz et al. (2007) ont interprété trois séismes dans les derniers 14.4 ka, en faisant l'hypothèse que l'échantillon en base de tranchée donne un âge non erroné, et donc un intervalle de récurrence moyen entre 7 et 9 ka. Cependant, dans cette interprétation, les unités basculées ne sont pas comptées comme un quatrième événement. L'échantillon TL de 14.4 ka a été collecté au niveau de ces unités. Notre interprétation et la cohérence entre les sédiments datés seraient donc très proches de celle de Schwartz et al. (2007), en incluant un quatrième séisme.

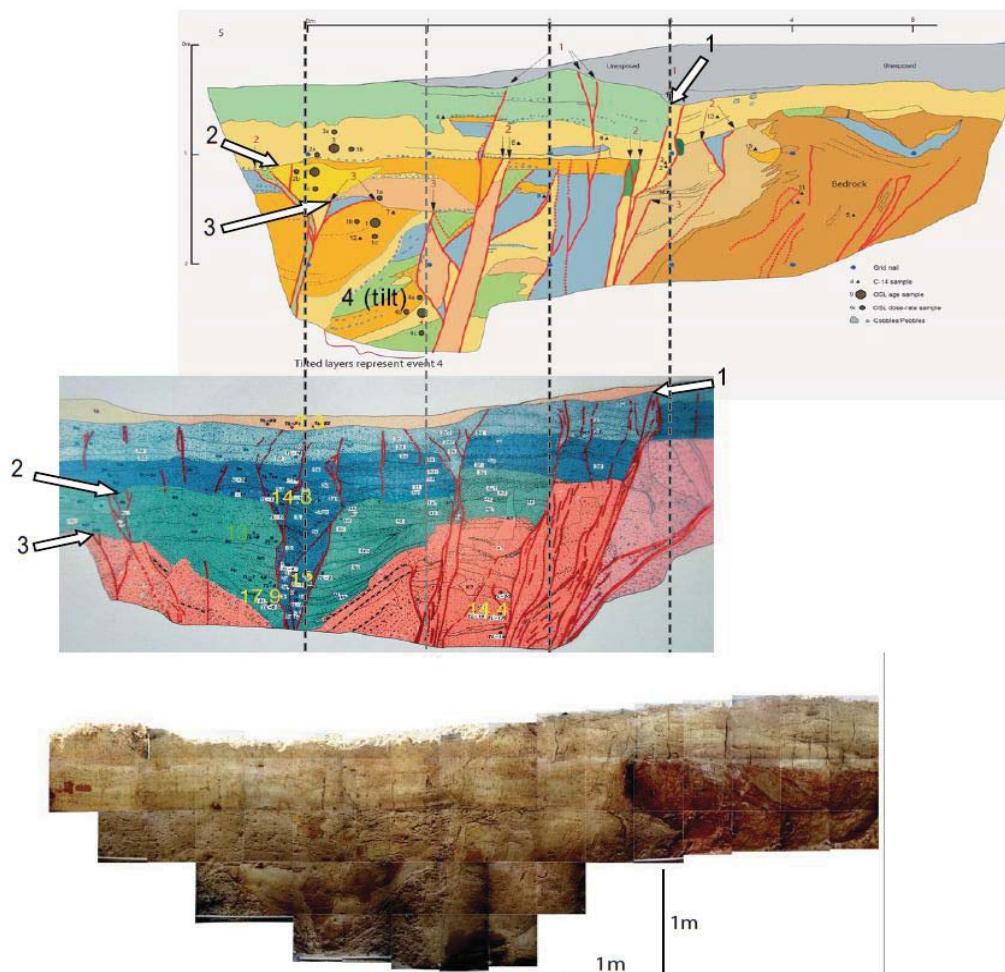


Figure III-2-4 : Comparaison des logs de 2007 et de 1996 à Ulaan Bulag. On observe également quatre événements dans la tranchée de 1996.

Analyse des temps de récurrence :

L'ensemble des résultats de la tranchée de 2007 montre trois ruptures de surfaces antérieures à celle de 1957. La datation de l'échantillon OSL n°1 indique que ces quatre séismes se sont produits au cours des derniers 14 000 ans, que le séisme 3 a eu lieu entre 10.6 ± 0.71 ka et $8149-8560$ cal BP ; et que le séisme 2 a eu lieu entre 3.41 ± 0.46 ka et 5.08 ± 0.56 ka (Figure III-2-5).

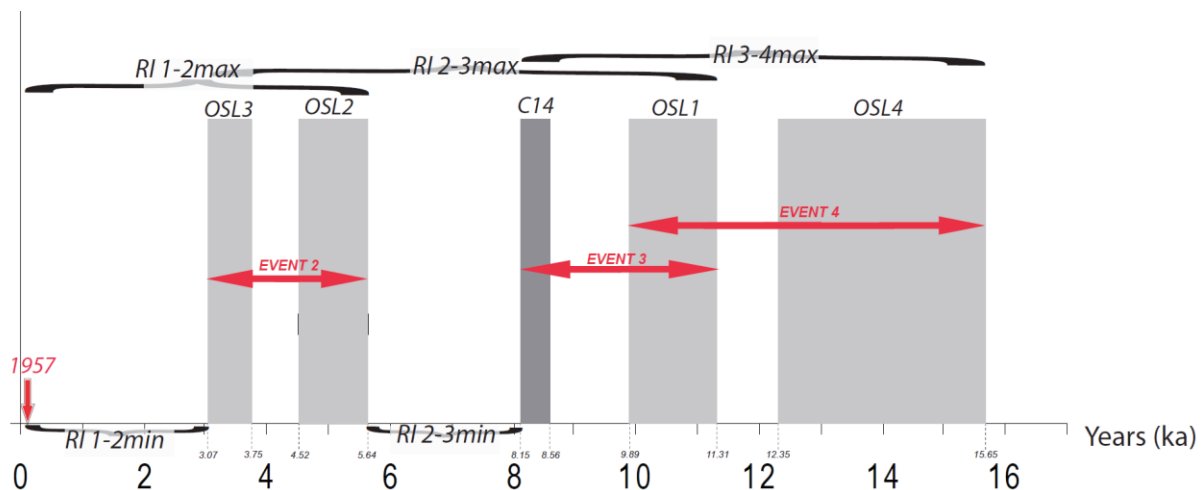


Figure III-2-5 : Intervalles de temps (flèches rouges) où les paléoséismes dans la tranchée d'Ulaan Bulag ont pu avoir lieu et représentation des intervalles de récurrence minimal et maximal.

Nous avons utilisé les intervalles de récurrence entre chaque séisme en prenant les intervalles de temps minimal et maximal :

*Entre la rupture de 1957 et le séisme 2 : l'intervalle maximal est de 5.64 ka et l'intervalle minimal de 3.07 ka, donnant une moyenne de **4.355 ± 1.285 ka**.

*Entre le séisme 2 et le séisme 3, l'intervalle maximal est de 8.24 ka et l'intervalle minimal de 2.509 ka, donnant une moyenne de **5.374 ± 2.865 ka**.

*Entre le séisme 3 et le séisme 4 l'intervalle de temps maximal est de 7.501 ka et l'intervalle minimal de 0 ka, donnant une moyenne de **4.27 ± 3.23 ka**.

Il nous a ainsi été possible de calculer un temps de récurrence moyen en utilisant une moyenne pondérée de tous ces intervalles de récurrence. On trouve ainsi un intervalle moyen à Ulaan Bulag de 4.497 ± 1.215 ka soit **$\sim 4.5 \pm 1.2$ ka**.

2) Le site de Noyan Uul

Le site de Noyan Uul se situe environ 500 m plus à l'ouest du site où la vitesse de la faille de Bogd a été estimée à 1.6 mm/an (cf section III.b). La faille présente une composante essentiellement décrochante et la déformation n'est principalement localisée que sur le segment décrochant (Figure III-2-6). La tranchée a été ouverte au niveau d'un talweg décalé de plusieurs dizaines de mètres présentant un escarpement de faille permettant de piéger les dépôts alluvionnaires en provenance du versant nord du massif d'Ih Bogd. Un Modèle Numérique de Terrain (MNT) sur cette zone d'étude nous a permis d'estimer un déplacement cumulé de 22.6 ± 1.8 m, en utilisant l'axe du talweg. Sur ce même site, la ligne de crête est décalée d'environ 10 m (Ritz et al., 2006 ; section III.b). L'emplacement de la tranchée a ainsi été choisi de manière à avoir accès au décalage du chenal actif du talweg et permettant également d'avoir un minimum d'apport sédimentaire au pied de l'escarpement de faille.

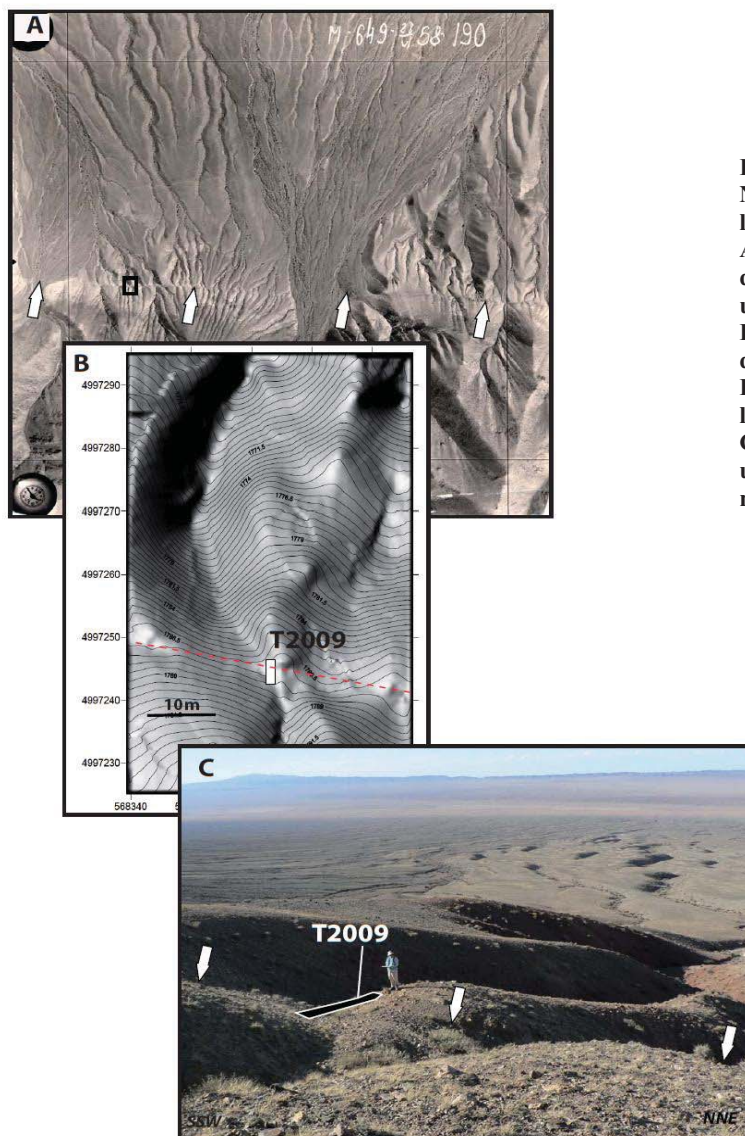


Figure III-2-6 : Localisation du site Noyan Uul et informations sur la localisation de la tranchée.

A) Photographie aérienne de la zone de tranchée. La faille de Bogd décale un ensemble de talwegs et de rides. La zone de tranchée est localisée dans la boîte noire.

B) Modèle Numérique de Terrain de la zone de tranchée (rectangle blanc).

C) Photographie de la tranchée avec une prise de vue en direction du nord-ouest.

Présentation des logs paléosismologique et interprétations des évènements :

Mur EST :

- **Rupture de 1957** : la rupture de surface correspondant au séisme de 1957 est visible au toit de l'unité 8. L'escarpement de faille créé en 1957 présente un bord libre au pied duquel un coin colluvial 9 a été déposé. En contact stratigraphique contre ce premier coin colluvial, se trouve un second coin colluvial 10, constitué d'éléments clastiques de taille inférieure au centimètre, englobés dans une matrice beige claire. Au-dessus de ces deux coins colluviaux, on observe un dépôt sédimentaire d'une épaisseur moyenne de 30 cm, présentant des éléments anguleux de taille pluri-centimétriques, correspondant au dépôt du cône alluvial qui se met en place au pied de l'escarpement de faille. Nous interprétons également le contact anormal le long de la faille C, entre les unités 12 et 13 avec les unités 8, 7 et 6, ainsi que le décalage visible au sein des unités 1 et 2, comme étant le résultat du décalage latéral de ces unités au cours du séisme de 1957. Plus au sud de la tranchée, on observe une fissure ouverte remplie par un matériel granulaire fin avec quelques galets sub-anguleux de tailles centimétriques 14 et qui pourraient correspondre à un dépôt alluvial. Au dessus de cette fissure, on observe des dépôts sédimentaires sub-anguleux de tailles centimétriques, que nous avons interprétés comme le remplissage post-1957 du chenal actif. Ce chenal est parfaitement localisé au bas de l'incision active repérable dans la morphologie (Figure III-2-7). L'ensemble des dépôts de chenaux et des cônes alluviaux ne sont pas faillés, ce que nous interprétons comme un ensemble de dépôts post-1957.

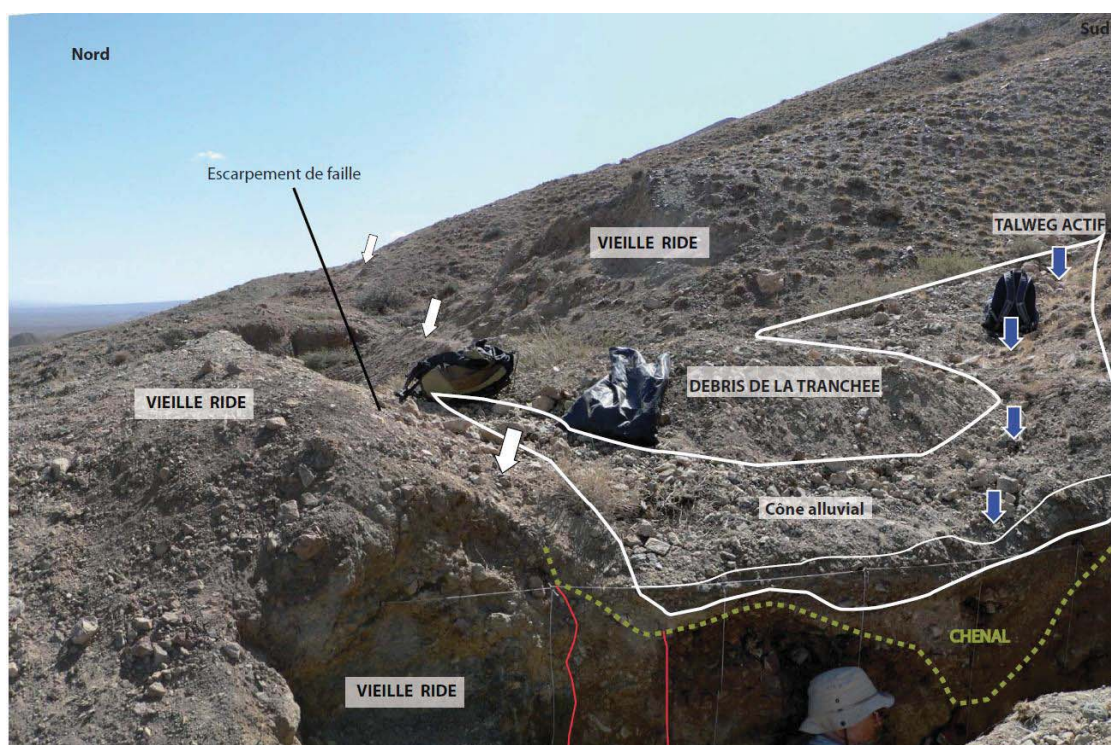


Figure III-2-7 : Vue interprétative du toit du mur est de la tranchée de Noyan Uul.

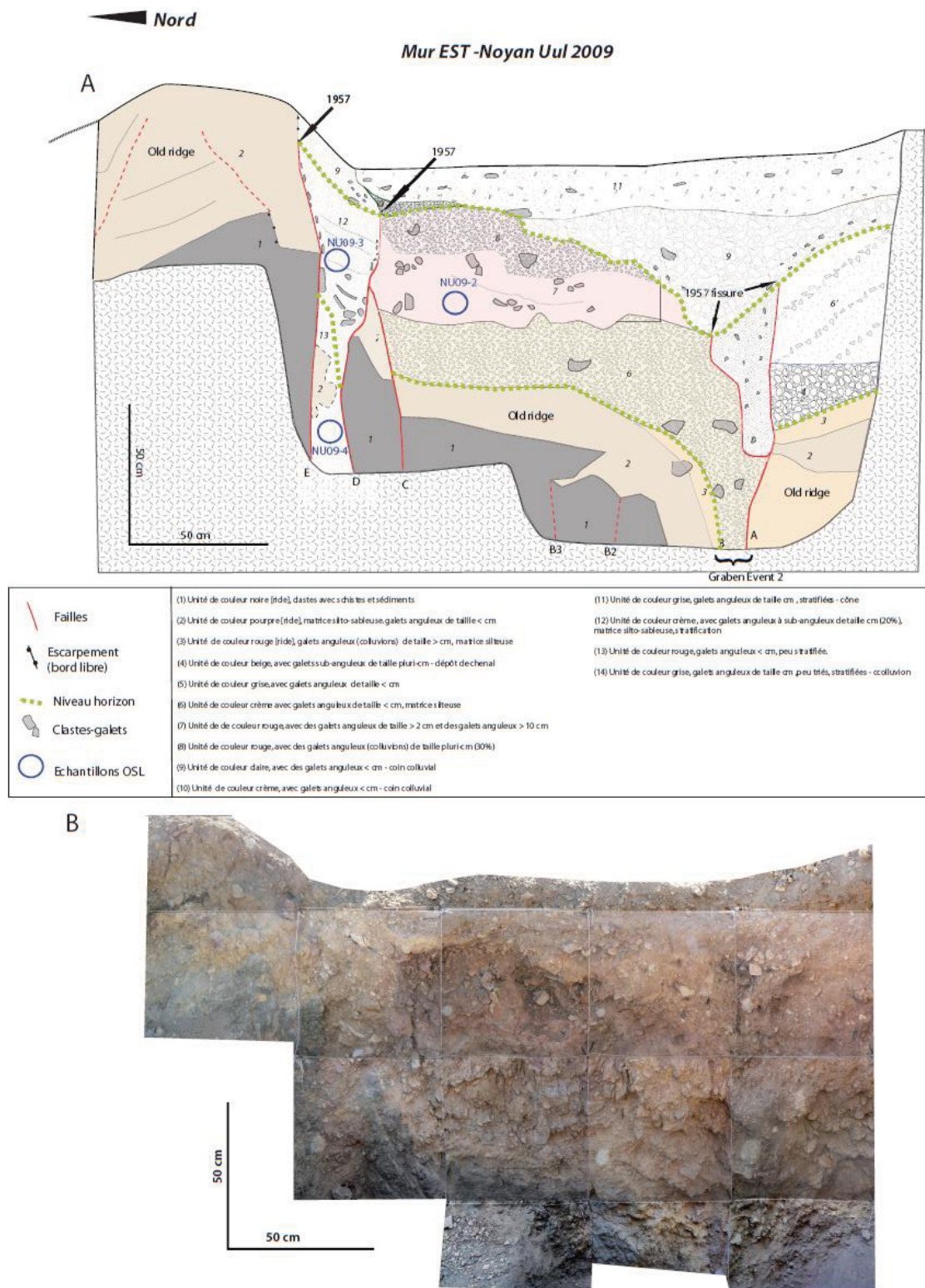
Une autre interprétation est également possible en supposant que la fissure ouverte dans la partie sud corresponde à un événement antérieur à 1957, et que l'ensemble des sédiments recouvrant cette fissure correspondrait alors à des dépôts post-séisme 2. Cependant, l'analyse des dépôts (pas de galets réorientés, stratification non basculée...) et de la morphologie de la zone étudiée favorise la première interprétation donnée. (paragraphe à mettre avant la photo)

- Séisme 2** : Dans la partie nord de la tranchée, on observe entre les failles E et D un remplissage de type alluvial avec des galets plus ou moins émousés 12, présentant des galets qui sont réorientés. Les stratifications en forme d'auge au sein de la matrice de l'unité 12 prouvent également que ce remplissage est d'origine fluviatile et non une figure d'effondrement. Nous interprétons ces dépôts sédimentaires comme étant d'origine alluviale et correspondant au remplissage d'une large fissure, ouverte entre les failles E et D lors d'un deuxième séisme et qui, par la suite, aurait été réactivée en 1957, conduisant à une réorientation des galets le long des zones de failles E et D. Au sud de la tranchée, entre les failles A et B, une zone d'effondrement est visible, avec basculement des unités 2 et 3 vers le sud. L'unité 2 est composée de dépôts clastiques, consolidés dans une matrice beige, et l'unité 3 est composée de petits graviers anguleux dans une matrice rouge. Ces deux unités pourraient correspondre à des dépôts de pente appartenant à une ancienne ride. Nous interprétons donc le basculement des unités 2 et 3, comme étant un graben formé au cours

d'un séisme et qui, par la suite, aurait été comblé par les sédiments de l'unité 6, composée de graviers sub-anguleux englobés dans une matrice silteuse de couleur crème. Au sud de la zone de faille A, on observe des dépôts de pente (2 et 3), au-dessus desquels s'est déposée une unité composée de galets anguleux à sub-anguleux de taille pluri-centimétriques dans une matrice silto-sableuse 4. Cette unité semble être un reliquat d'un dépôt de chenal, qui a été réactivé et décalée par la zone de faille A lors du séisme de 1957. Afin de dater au plus près cet événement, nous avons collecté un échantillon pour la luminescence **NU09-3** [17.98 ± 1.11 ka], au sein de l'unité 12, permettant ainsi de post-dater le séisme 2.

- **Séisme 3** : Dans la partie nord de la tranchée, à la base de l'unité 12, un changement lithologique dans les tailles des clastes, la matrice et la couleur est observable. L'unité 13 se trouvant au-dessous de l'unité 12 est constituée d'éléments clastiques de tailles centimétriques, englobés dans une matrice de couleur rouge. Au sein de cette unité, un bloc correspondant à des dépôts de rides 2 est englobé dans la matrice 13. Nous interprétons cette unité 13 comme étant également un remplissage d'une fissure qui aurait été ouverte entre les failles E et D, par un séisme antérieur au séisme 2. On aurait donc, lors de chaque séisme, ouverture d'une large fissure entre les failles E et D, qui serait ensuite remplie par phénomène d'érosion par du matériel alluvial ou des blocs provenant des bords libres de l'escarpement, et réactivée au fur et à mesure de chaque séisme. Afin de postdater cet événement éventuel, nous avons collecté au sein de l'unité 13 un échantillon pour la luminescence **NU09-4**, résultat de **NU09-4**.

Figure III-2-8 : Log paléosismologique du mur Est de la tranchée de Noyan Uul.
A) Nous avons identifié au minimum deux événements, en incluant le séisme de 1957, et un possible troisième événement. Les lignes vertes pointillées représentent les niveaux horizons pour chaque événement.
B) Photomosaïque du mur de la tranchée.



MUR OUEST :

- **Rupture de 1957** : la rupture de surface correspondant au séisme de 1957 est visible dans la partie nord de la tranchée. La faille D met en contact les dépôts noirs de la ride 1 avec les unités de dépôts alluviaux 6 et 8. Au niveau de ce mur, contrairement au mur Est, où des dépôts de cônes étaient visibles au-dessus de l'unité 8, la partie nord de la tranchée du mur Ouest se trouve dans une partie en érosion et donc le niveau correspondant aux unités 9 et 11 se trouve non conservé ou non déposé (Figure III-2-9). Dans la partie nord de la tranchée, deux terminaisons des failles A et B correspondant au séisme de 1957 se trouvent sous les dépôts colluvionnaires de l'unité 11. Cette unité est constituée de clastes anguleux peu triés, présentant un pendage vers le nord, correspondant à des dépôts de pente. Au niveau de cette zone faillée, où des galets sont réorientés, les unités 2 et 3 de la ride présentent un contact anormal avec les dépôts alluvionnaires 4 à 8. Nous interprétons ce contact comme étant le résultat d'un déplacement latéral des unités au cours d'un (ou plusieurs) séisme(s).

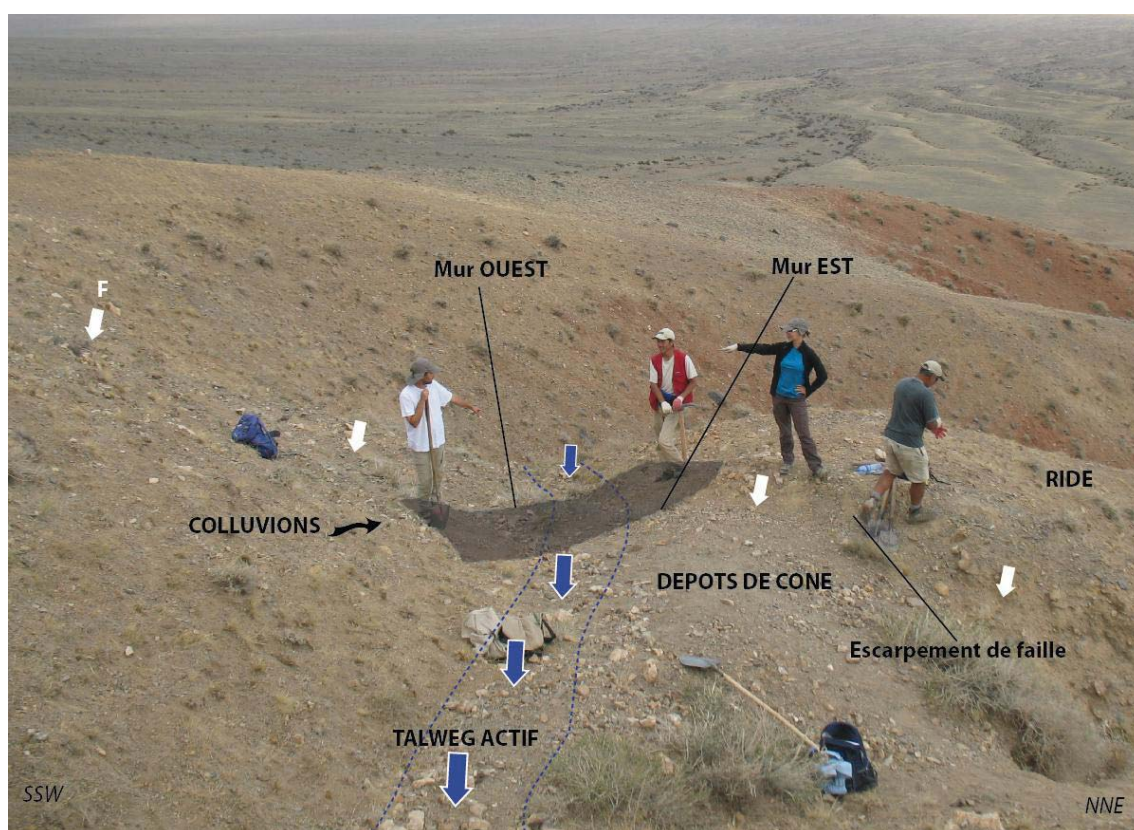


Figure III-2-9 : Vue de la zone de tranchée et interprétation des dépôts et de la morphologie.

- **Séisme 2** : dans la partie nord de la tranchée, des fractures ouvertes sont visibles au niveau des zones de failles D et C, au toit de l'unité 1. Ces fissures ont été remplies par les dépôts de l'unité 4. Entre les failles B3 et B, les unités 1, 2 et 3 correspondantes aux dépôts de la ride sont déformées et forment un synclinal. Au niveau de la base de la faille B3,

on observe des galets orientés au sein de l'unité 1 le long de la faille, et on observe également un décalage vertical d'environ 60 cm, au sein des dépôts 1 de la ride, que nous interprétons comme un ancien bord libre d'escarpement de faille, formé au cours d'un séisme antérieur à celui de 1957. Entre cet escarpement et la partie sud de la tranchée, le dépôt alluvial 4 constitué de clastes sub-anguleux de tailles pluri-centimétriques à centimétriques, englobés dans une matrice silto-sableuse grise, vient se déposer au niveau du synclinal formé. Ces dépôts correspondent au remplissage d'un chenal formé dans une dépression topographique. Par-dessus, les niveaux alluvionnaires 5, 6 et 8 ont été déposés en contact normal et aucune déformation n'est visible au sein de ces unités au niveau des failles C et B3. Nous interprétons donc qu'un synclinal a été formé lors d'un séisme 2, puis a été recouvert par un niveau 4. Il est intéressant de noter que ce dépôt de chenal 4 est également visible dans le mur Est. Afin de postdater le séisme 2, un échantillon OSL NU09-1 [63.62 ± 4.29 ka] a été collecté au sein de l'unité 4.

Analyse des temps de récurrence :

Nous avons donc interprété deux séismes, en incluant celui de 1957, ainsi qu'un possible troisième événement au niveau du mur Est. Malheureusement, les échantillons OSL collectés dans la tranchée et qui devaient postdater le séisme 2 donnent des âges d'environ 18 et d'environ 65 ka. Nous supposons que les grains de la matrice des dépôts alluviaux n'ont pas été suffisamment exposés à la lumière du soleil, car la distance de transport entre le haut du bassin versant et la zone de tranchée n'est que de quelques centaines de mètres. Par une mauvaise exposition du matériel à la lumière, les datations OSL surestiment l'âge des dépôts. Nous ne pouvons donc donner un temps de récurrence à Noyan Uul.

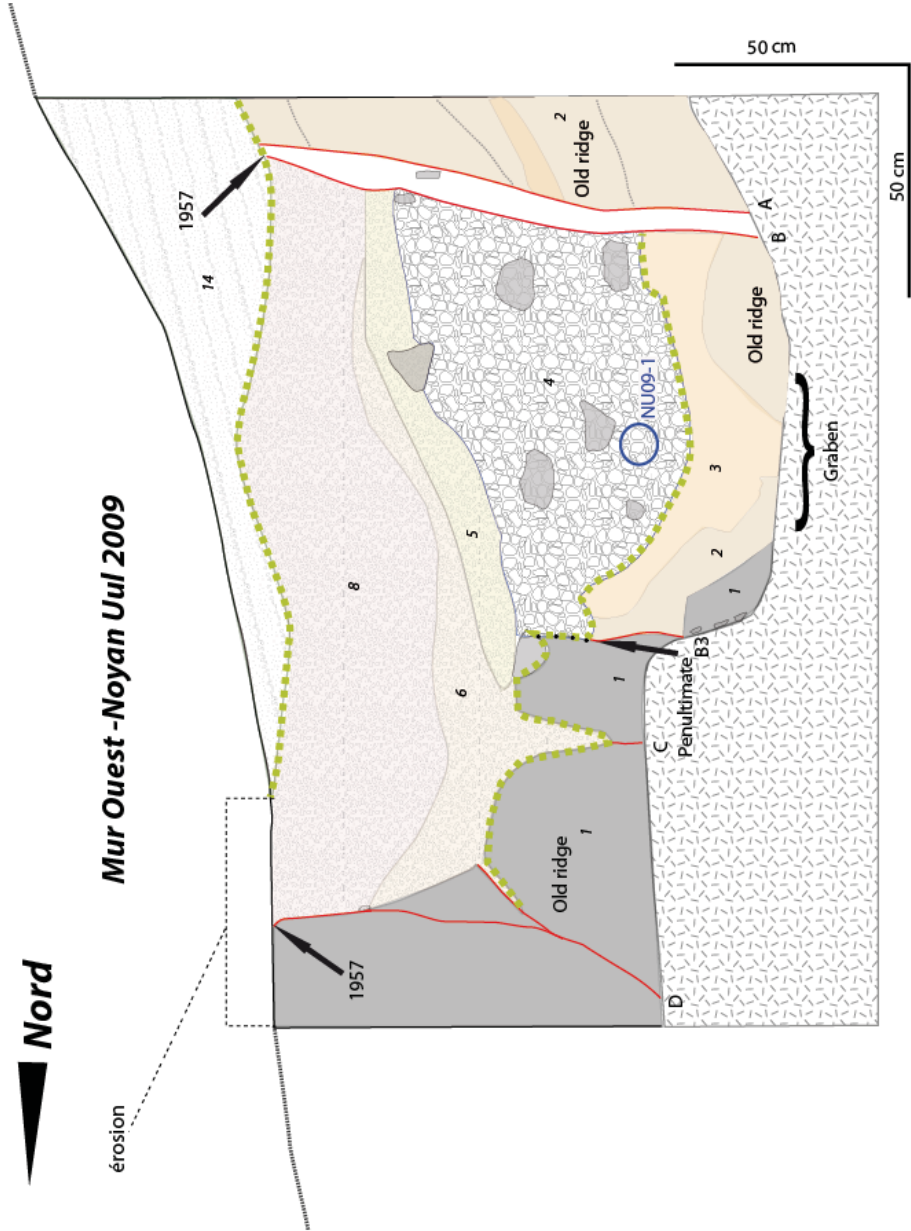


Figure III-2-10 : Log paléosismologique du mur Ouest de la tranchée de Noyan Uul. Nous avons identifié au minimum deux événements, en incluant le séisme de 1957, et un possible troisième événement. Les lignes vertes pointillées représentent les niveaux horizons pour chaque événement.

Failles	(1) Unité de couleur noire [ride], clastes avec schistes et sédiments	(11) Unité de couleur grise, galets anguleux de taille < cm, stratifiés - cône
Escarpement (bord libre)	(2) Unité de couleur pourpre [ride], matrice silto-sableuse, galets anguleux de taille < cm	(12) Unité de couleur crème, avec galets anguleux à sub-anguleux de taille matrice silto-sableuse, stratification
Niveau horizon	(3) Unité de couleur rouge [ride], galets anguleux (colluvions) de taille > cm, matrice silteuse	(13) Unité de couleur rouge, galets anguleux < cm, peu stratifiés.
Clastes-galets	(4) Unité de couleur beige, avec galets sub-anguleux de taille pluri-cm - dépôt de chenal	(14) Unité de couleur grise, galets anguleux de taille < cm, peu risés, stratifiés
Echantillons OSL	(5) Unité de couleur grise, avec galets anguleux de taille < cm	
	(6) Unité de couleur crème avec galets anguleux de taille < cm, matrice silteuse	
	(7) Unité de couleur rouge, avec des galets anguleux de taille > 2 cm et des galets anguleux > 10 cm	
	(8) Unité de couleur rouge, avec des galets anguleux (colluvions) de taille pluri-cm (50%)	
	(9) Unité de couleur claire, avec des galets anguleux < cm - coin colluvial	
	(10) Unité de couleur crème, avec galets anguleux < cm - coin colluvial	

3) Le site de Camel Bone-Zadgay Zayhr

Ce site d'étude se situe à moins d'un kilomètre à l'ouest de la jonction entre la faille inverse de Toromhon avec la faille principale de Bogd (Figure III-2-1). La faille de Bogd présente ici une composante essentiellement décrochante avec un déplacement co-sismique pour le séisme de 1957 d'environ 4,5 m. En 1996, une première étude paléosismologique avait été effectuée au site de Camel Bone (Bayasgalan, 1999 ; Schwartz et al., 2007), que nous avons renommé Zadgay Zayhr en section III.2. Ces travaux de paléosismologie encadraient le séisme antérieur à celui de 1957 entre 794 ans BP et 2304 ans BP (Schwartz et al., 2007). Or les travaux de morphotectonique menés le long de la faille de Bogd montrent qu'un glissement caractéristique semble avoir eu lieu sur l'ensemble des segments, y compris sur le site de Zadgay Zayhr. En prenant l'hypothèse que le glissement, de valeur 4.4 ± 0.5 m, est caractéristique sur ce site et que le temps de récurrence moyen est de l'ordre de 1500 ans sur ce segment, la vitesse devrait alors être de l'ordre de 3 mm/an, vitesse supérieure aux vitesses géologiques obtenues par les travaux de morphotectonique.

Afin d'affiner et de confirmer le log paléosismologique obtenu en 1996, une nouvelle tranchée a été ouverte en 2009, à quelques mètres de la tranchée ouest de Baya 1 (Figure III-2-11B). Cette tranchée d'une longueur de 11 mètres a été ouverte perpendiculairement à la zone de faille, et nous avons utilisé une grille de 50 cm sur les deux murs. Afin de dater les unités sédimentaires, des échantillons de ^{14}C et de luminescence ont été collectés sur l'ensemble de la tranchée. Ce travail de paléosismologie a été effectué en collaboration avec Sally McGill.

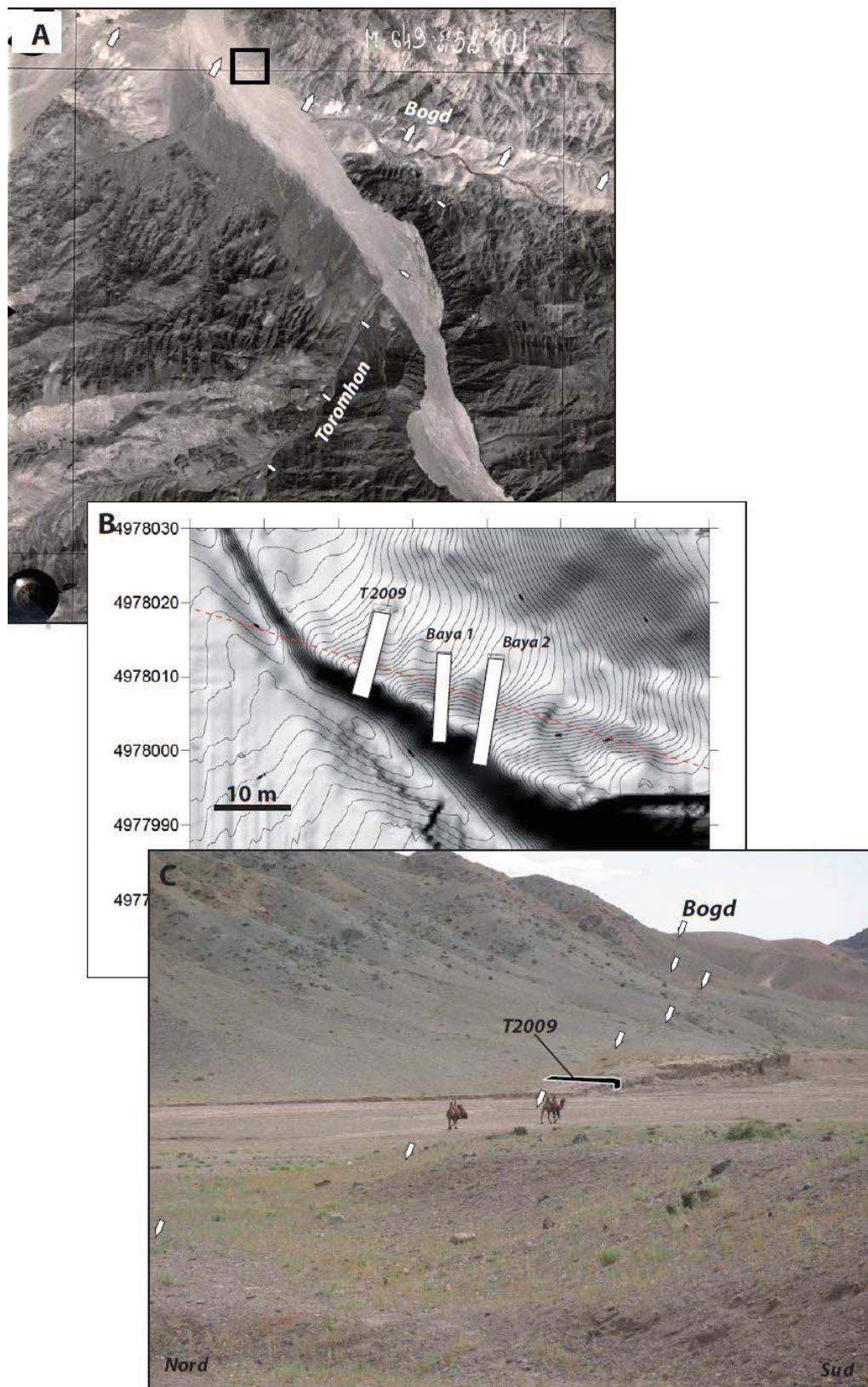


Figure III-2-6 : Localisation du site de Camel Bone-Zadgay Zayhr et informations sur la localisation de la tranchée. A) Photographie aérienne de la zone de tranchée. La faille de Bogd se localise sur un segment linéaire et la jonction avec la faille de Toromhon se situe quelques centaines de mètres plus à l'est. La zone de tranchée est localisée dans la boîte noire. B) Modèle numérique de terrain de la zone de tranchée (rectangle blanc) et localisation des tranchées ouvertes en 1996 (Bayasgalan, 1999). C) Photographie de la tranchée avec une prise de vue en direction de l'est.

Présentation des logs paléosismologique et interprétations des évènements :

MUR OUEST (Figure III-2-12) :

- **Rupture de 1957** : La rupture de surface associée au séisme historique de 1957 est visible dans la partie sud de la tranchée, où plusieurs terminaisons de failles sont visibles au toit de l'unité silto-sableuse 1 contenant des petits galets roulés dans la partie sud et des galets plus anguleux dans la partie nord, dépôts de cônes alluviaux 5. On note également que dans la partie nord de la tranchée, des fissures sans décalage des unités sédimentaires ont été observées.

- **Séisme 2** : Au sein de l'unité sableuse 12 peu stratifiée, contenant des galets de tailles centimétriques, nous avons identifié une terminaison de faille le long de la zone de la faille F4, présentant une forte carbonatation. Au dessus de cette terminaison de faille, une accumulation de petits galets roulés est visible au sein de l'unité silto-sableuse 2a. Le long de la zone de la faille F4, des contacts anormaux entre les unités sont visibles, à la base de la tranchée, que nous interprétons comme étant le résultat du décalage horizontal de ces unités au cours d'un séisme. Au niveau de la zone de la faille F2, nous avons identifiée une fissure dans l'unité 2a, qui est remplie par des petits galets roulés. Une autre fissure est également visible plus au nord au-dessus des zones des failles F5-F6, qui présente également une accumulation de petits galets dans l'unité 2a. Ces fissures ont donc deux origines possibles :

- 1) Nous pouvons interpréter que ces fissures ont été créées lors d'un séisme et remplies, par la suite, lors du dépôt de l'unité 2a.
- 2) Ces fissures sont en fait contemporaines du séisme de 1957, et lors du jeu de la faille F2 il y'a eu accumulation d'éléments grossiers, tels que des galets, le long de la zone de faille.

Au niveau de la zone de faille F1, nous avons également observé un petit escarpement à bord libre, au sein de l'unité de sable massif 4. Cet escarpement a pu être créé au cours d'un séisme, avant celui de 1957, puis recouvert par l'unité 2a.

Afin de contraindre l'âge de ce séisme, nous avons collecté deux échantillons de luminescence dans la matrice de l'unité 2a, **CB09-3** et **CB09-4**, permettant de le postdater résultats de **CB09-3** et **CB09-4**. En parallèle, sept échantillons de ^{14}C ont été collectés au sein de l'unité 12, afin de pré-dater ce séisme. Les deux échantillons sélectionnés au sein de l'unité

12 sont **CB09-C3** [1048-1173 cal BP] et **CB09-C1** [1055-1183 cal BP], car ce sont les échantillons de charbon les plus proches du toit de l'unité.

- **Séisme 3** : Au niveau des zones des failles F5, F6 et F7, nous avons identifié des structures pouvant correspondre à un troisième séisme.

Le long de la zone de la faille F5, nous avons tout d'abord interprété le contact entre l'unité de sable massif 4 avec les unités de sables fins carbonatés 6 comme étant un escarpement de faille à bord libre. Cet escarpement de faille a pu être créé lors d'un séisme, puis l'unité de sable 4 s'est déposée, comblant la dépression créée au pied de cet escarpement. Cependant, aucun coin colluvial n'étant présent au pied de cet escarpement, nous avons par la suite interprété que ce contact franc correspond à une zone de faille. Mais lors du relevé de la tranchée, il a été très difficile d'observer si cette faille se propage au sein de cette unité.

Entre les failles F5 à/et F7, l'unité riche en matière organique, constituant un ancien paléosol A, présente des déplacements verticaux montrant que cette unité a été affectée par un événement. Nous interprétons que lors d'un séisme, les déplacements latéraux le long des zones de failles ont créés des décalages au sein de cette unité. Une fois de plus, nous n'avons pu identifier où se propagent les failles F5 à/et F7 au sein de l'unité sableuse 4, et nous ne pouvons donc pas localiser les terminaisons de ces failles.

De plus au niveau de la zone de la faille F7, l'unité carbonatée 6 est en contact avec une unité constituée de galets sub-anguleux de tailles centimétriques à décimétriques, qui constituent les dépôts d'un ancien chenal. Un reliquat de paléosol A se trouvant au toit de cette unité alluvionnaire est affecté par la faille. Cependant, au sein de l'unité massive 4, aucune observation ne nous a permis d'interpréter un décalage ou la présence de fractures.

Nous interprétons donc qu'un séisme a déformé et décalé les unités de sables carbonatés 6, les dépôts de chenaux C ainsi que le paléosol A. Cependant nous ne pouvons localiser précisément la rupture de surface au sein de la tranchée. L'interprétation la plus conservative est la suivante : Cette rupture de surface a pu avoir lieu entre les dépôts du chenal et les dépôts de l'unité 12.

Des échantillons de charbons ont été collectés dans les sables massifs de l'unité 4, dans le paléosol A et au sein de l'unité silteuse 9, riche en matière organique, se trouvant inter-stratifiée dans les dépôts du chenal C. Nous avons sélectionné l'échantillon **CB09-C24**

[3061-3267 *cal BP*] et l'échantillon **CB09-15** [3209-3359 *cal BP*] qui permettent respectivement de pré-dater ce troisième séisme.

- **Séisme 4** : Nous avons identifié un quatrième séisme le long de la zone de la faille F1, où un dépôt non stratifié de clastes anguleux de tailles centimétriques est observable entre les unités argileuses 7a et 7c. Nous interprétons ce dépôt comme étant un ancien coin colluvial. De plus, un escarpement de faille est visible au sein de l'unité 7c qui est recouvert par l'unité 7b, unité qui a par la suite été déformée et décalée le long de la zone de la faille F1.

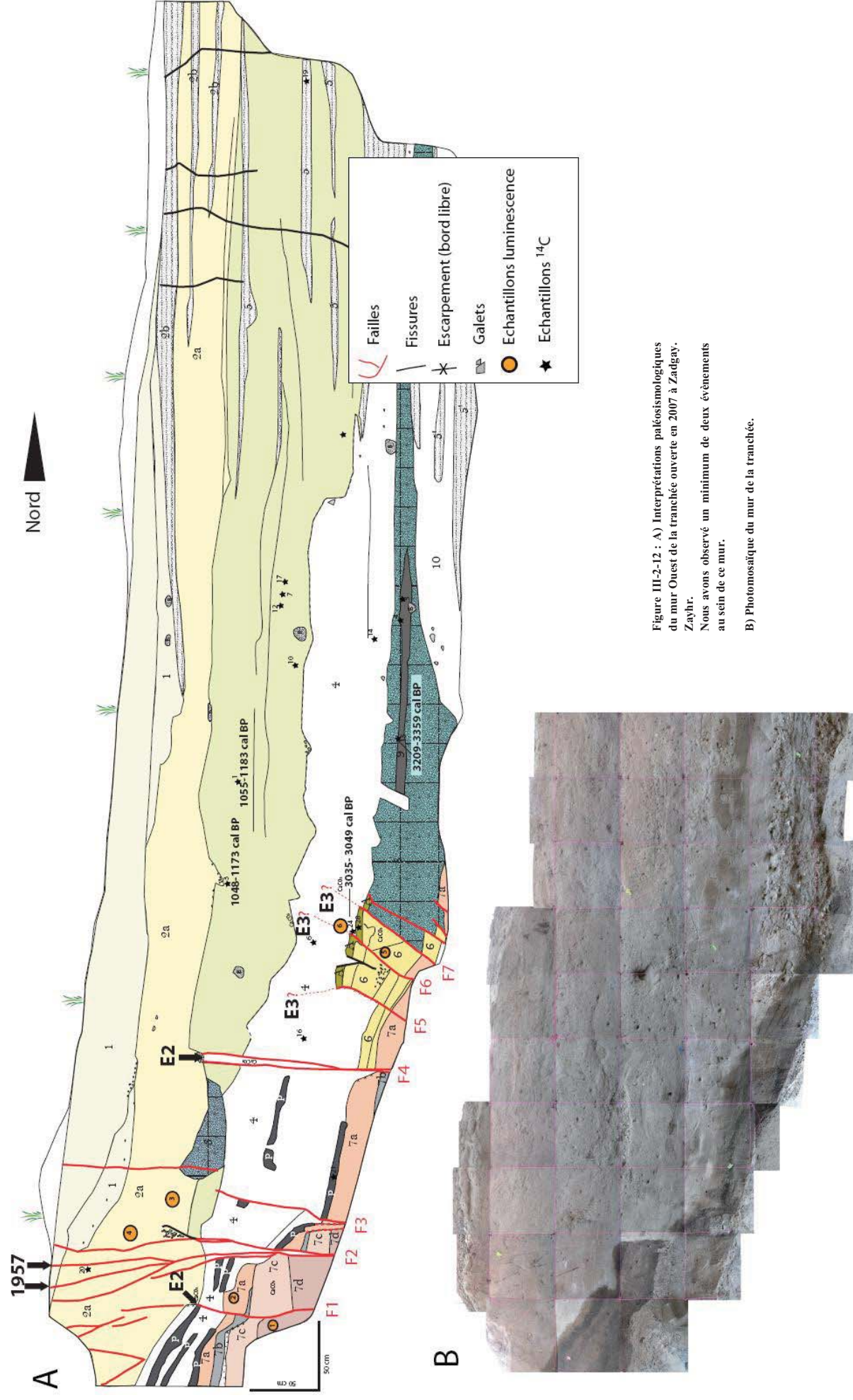


Figure III-2-12 : A) Interprétations paléosismologiques du mur Ouest de la tranchée ouverte en 2007 à Zadgay, Zayhr.
Nous avons observé un minimum de deux événements au sein de ce mur.
B) Photomosaïque du mur de la tranchée.

MUR EST (Figure III-2-13) :

- **Rupture de 1957** : La zone de la faille F2' décale les unités sédimentaires et des terminaisons de failles sont visibles au toit des unités silto-sableuses 1 et 2a.

- **Séisme 2** : Le long des zones des failles F2' et F3', des fissures sont visibles au toit de l'unité 12 et contiennent des petits galets et des sables fins peu stratifiés de l'unité 2a. Le long de ces zones de failles, les unités sédimentaires sont décalées et la présence de carbonates au niveau des fractures a été observée.

- **Séisme 3** : Au niveau des failles F4' et F5', l'unité riche en matière organique A constituant un ancien paléosol est affectée avec mise en place de décalages. Les continuités des failles dans l'unité de sable 4 sont difficilement observables également sur ce mur. Nous retrouvons également le contact stratigraphique entre les unités de sables fins carbonatés de l'unité 6 avec les galets roulés de l'unité de chenal C.

Le long de la zone de faille F3', les unités 6 et 4 présentent toutes les évidences d'un décalage horizontal. Cependant l'unité 12 ne semble pas affecter par ce décalage, permettant alors de localiser l'évènement 3 de cette tranchée à la base de l'unité 12, ce qui n'était pas clair dans le mur ouest. La fissure se trouvant alors au toit de l'unité 12, serait alors due à un possible évènement 2.

- **Séisme 4** : Au niveau de la zone de faille F1', nous retrouvons les dépôts clastiques correspondant à un coin colluvial venant recouvrir un petit escarpement de faille créé au sein de l'unité 7c. Ces unités ont été par la suite de nouveau déformées et décalées lors de séisme(s) plus récent(s).

Afin d'obtenir des contraintes de temps nous avons collecté un ensemble d'échantillons de ^{14}C . **CB09-C2 [3829-3988 cal BP]** a été collecté au sein de l'unité argileuse 7a, dans la partie nord de la tranchée. Cette unité se trouve sous les unités de sables fins carbonatés 6 et de sables massifs 4.

Dans la partie sud de la tranchée, un échantillon de charbon, **CB09-22 [2039-2183 cal BP]**, a été collecté dans l'unité argileuse carbonatée 7c et un autre échantillon **CB09-29 [2957-3161 cal BP]** a été collecté dans l'une des unités riches en matière organique présentes dans les sables massifs 4. Ces deux échantillons de ^{14}C ne sont pas dans un ordre stratigraphique

cohérent. En combinant toutes les contraintes d'âges obtenues dans la tranchée, nous interprétons que l'échantillon **CB09-22** à un âge peu cohérent par rapport aux autres échantillons et il ne sera donc pas pris en compte.

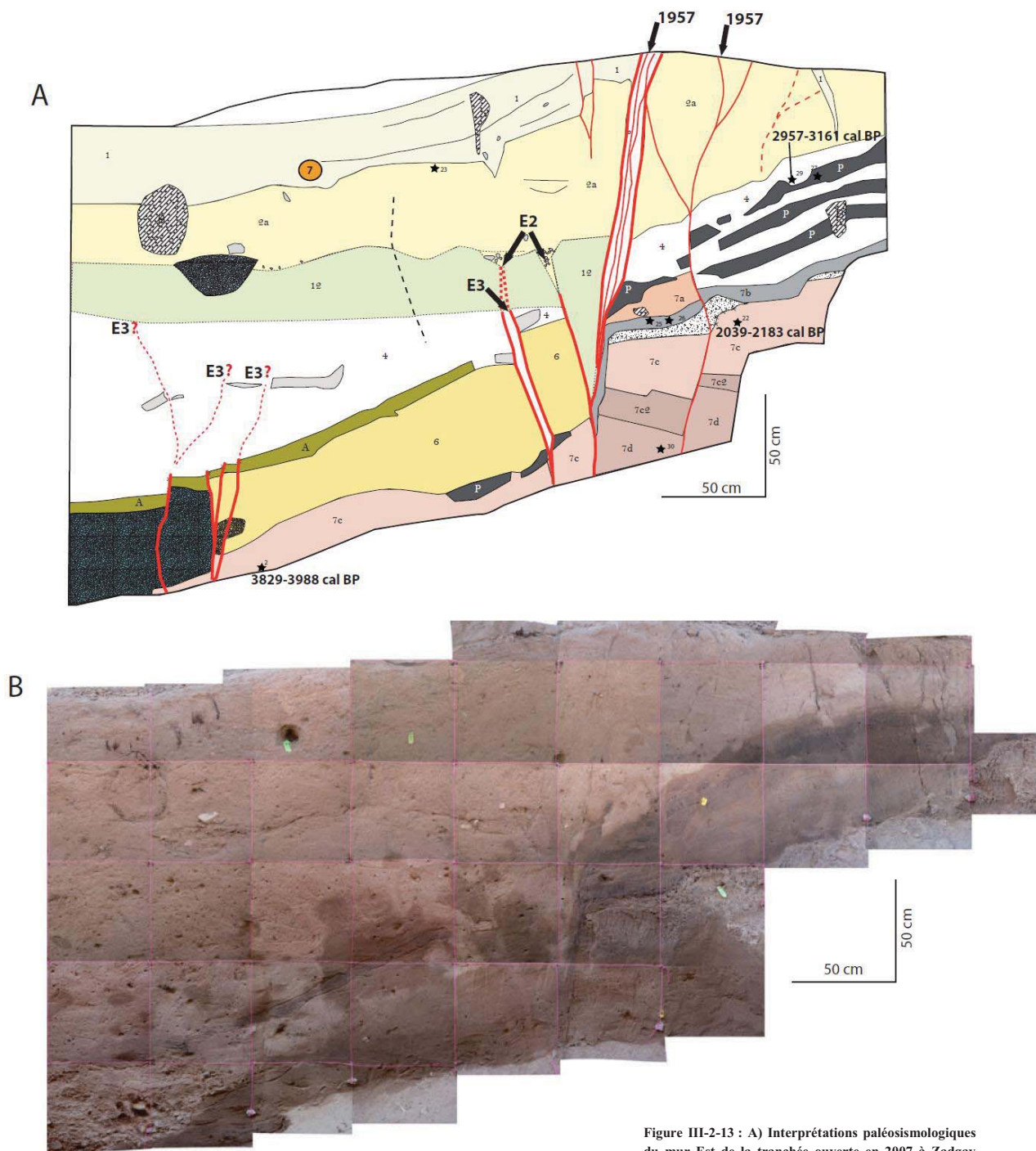


Figure III-2-13 : A) Interprétations paléosismologiques du mur Est de la tranchée ouverte en 2007 à Zadgay Zayhr. Nous avons observé un minimum de deux évènements au sein de ce mur.

B) Photomosaïque du mur de la tranchée.

Analyse des temps de récurrence :

Au sein de la tranchée ouverte en 2009, nous interprétons un minimum de quatre séismes, en incluant celui de 1957 (Figure III-2-14).

Le séisme antérieur à 1957 a eu lieu entre les dépôts de l'unité 2a, datés à environ **930 cal BP** (Bayasgalan, 1999), et les dépôts de l'unité 12, datés à **1050-1180 cal BP**. Cet évènement ne semble cependant pas très bien défini au sein de notre tranchée et les observations faites montrent que le séisme de 1957 aurait pu produire des fissures avec accumulation de matériel plus grossier le long de la zone de faille. En supposant que cet évènement a eu lieu, l'intervalle de récurrence maximal est de 1.17 ka et l'intervalle minimal de 0.79 ka, donnant une moyenne de **0.98 ± 0.19 ka**.

Le troisième séisme a pu avoir lieu entre le début des dépôts de l'unité 4 et les dépôts de l'unité 12. Par manque de contraintes d'âges dans cette tranchée, nous encadrons cet évènement entre l'âge des échantillons **CB09-24** et **CB09-1**, respectivement datés à **3061-3267 cal BP** et **1055-1183 cal BP**.

Entre le séisme 2 et le séisme 3, l'intervalle de temps maximal est de 2.30 ka et l'intervalle de temps minimal est nul.

Enfin un quatrième séisme affectant les unités argileuses au bas de la tranchée, est postdaté par le dépôt de l'unité 7a d'un âge de **3829-3988 cal BP**.

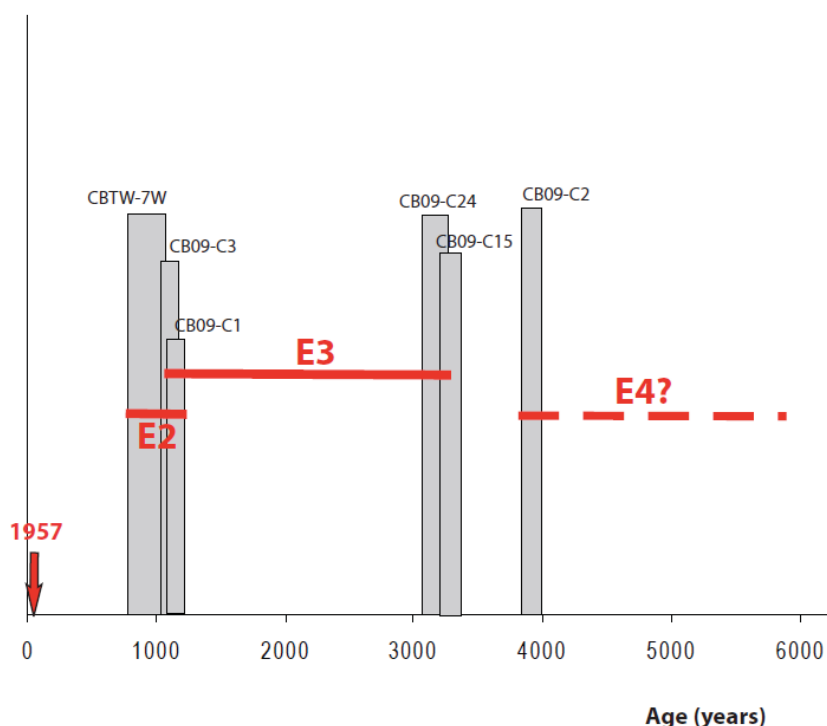


Figure III-2-14 : Intervalles de temps, représentés par les barres rouges, où les séismes 2, 3 et 4 ont pu avoir lieu à Camel Bone-Zadgay Zayhr. Les âges des échantillons de ¹⁴C sont représentés par les barres grisées.

Comparaison des logs de 2009 et des logs de 1996 :

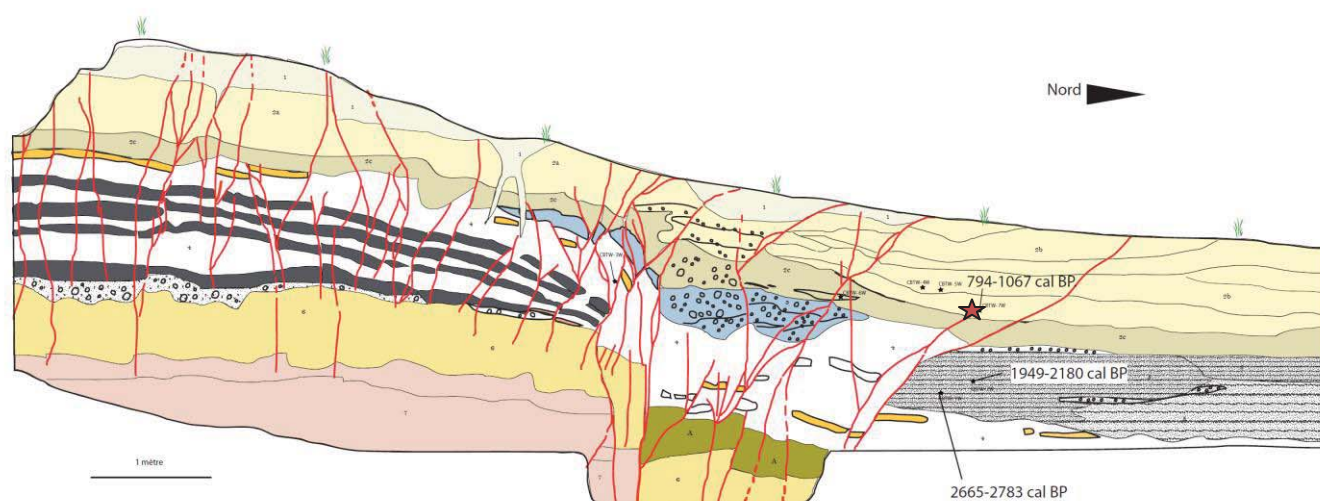


Figure III-2-15 : Log paléosismologique de Camel Bone modifié d'après les données de Bayasgalan (1999) et Schwartz et al. (2007). Nous avons adopté le même code couleur pour les unités au sein des deux tranchées. La localisation de la terminaison de faille correspondant au deuxième séisme est identifiée par l'étoile rouge.

La Figure III-2-15 présente le log paléosismologique réalisé par Bayasgalan en 1999 avec l'interprétation de deux événements observés dans cette tranchée, en incluant le séisme de 1957. Le séisme antérieur à 1957 avait été identifié entre l'unité sableuse 2c et l'unité du cône alluvial 2b. De plus des terminaisons de failles avaient été observées sous une unité de chenal 3, que nous avons également observé dans les murs de notre tranchée. Ces dépôts de chenaux ont incisé l'unité 12 puis ont été recouvert par l'unité 2a.

En 1996, des échantillons de ^{14}C avaient été collectés au sein de l'unité 2b où la terminaison de faille associée au séisme précédent celui de 1957 avait été identifiée. L'échantillon **CBTW-7W** avait fourni un âge de $1040 \pm 60 \text{ cal BP}$, calibré à **794-1067 cal BP**. Deux échantillons, **CBTW-1W** et **CBTW-2W**, avaient fournis les âges respectifs de $2580 \pm 50 \text{ cal BP}$ et $2110 \pm 50 \text{ cal BP}$ permettant de pré-dater ce séisme. Les âges après calibration sont respectivement de **2665-2783 cal BP** et **1949-2180 cal BP**. Ce deuxième séisme avait donc été encadré, au plus large, entre 794 cal BP et 2783 cal BP, et l'âge de cet événement identifié par Bayasgalan en 1999 pourrait également être en accord avec l'âge de notre deuxième événement.

III.2.3. Synthèse des données paléosismologiques sur la faille de Bogd

Les études morphotectoniques ont montré que la faille de Bogd a une vitesse horizontale de l'ordre de 1.2 à 1.6 mm/an sur les segments WIB et EIB, qui décroît d'environ 0.6 mm/an sur le segment NIB. Cette décroissance est due aux changements des paramètres géométriques de la faille, qui présente une composante verticale non négligeable sur le segment NIB d'orientation générale N105°. Au cours de la section II.2.a, nous avons montré, grâce à une analyse fine des déplacements cumulés sur les segments ouest de la faille de Bogd, qu'un glissement caractéristique a lieu lors des séismes majeurs. Les intervalles de récurrence moyens sont estimés entre 2500 et 5200 ans, en combinant les données de vitesses avec la distribution des rejets co-sismiques le long de la faille de Bogd.

Les études paléosismologiques menées sur les sites d'Ulaan Bulag (WIB) et de Camel Bone-Zadgay Zayhr (EIB) montrent que plusieurs séismes majeurs ont eu lieu sur ces deux segments. L'un des séismes majeurs a eu lieu entre 3060 et 5640 ans à Ulaan Bulag et entre 1055 et 3267 ans à Zadgay Zayhr (Figure III-2-16). Cependant, à Zadgay Zayhr, les travaux menés en 2009 ont confirmé les interprétations faites par Bayasgalan (1999) et Schwartz et al. (2007) qui estimaient l'âge du séisme antérieur à 1957 entre 794 et 2783 cal BP. En effet, certaines observations confirmeraient cet événement, mais il est encore difficile de discriminer si cet événement est associé à 1957 ou s'il correspond bien à un séisme ayant eu lieu dans les derniers 1200 ans. Ce séisme n'a pas été identifié dans les tranchées d'Ulaan Bulag et de Gurvan Bulag et, par manque de données, nous ne savons pas si ce séisme a également affecté les segments de Baga Bogd. En faisant l'hypothèse que seul le segment EIB a cassé il y a environ 1000 ans, pour une rupture de surface avoisinant les 23 km, nous en avons déduit une magnitude minimale $M_w \sim 6.5$ (d'après Wells et Coppersmith, 1994). Les déplacements co-sismiques sont également estimés à moins de 50 cm. Ce séisme serait donc un séisme mineur et sans la paléosismologie nous n'aurions pas pu le détecter car les incertitudes associées aux estimations des déplacements cumulés sont comprises entre 25 et 50 cm.

Cependant, l'ensemble des données acquises à Ulaan Bulag et Zadgay Zayhr indiquent qu'un séisme majeur a eu lieu dans les derniers 3500 ans et que, sur le segment inverse de Gurvan Bulag, le séisme antérieur à celui de 1957 a également eu lieu entre 2600 et 4400 ans (Prentice et al., 2002). Ces résultats suggèrent que les segments WIB, NIB, EIB et le segment de Gurvan Bulag ont pu cassés ensemble. Mais, par manque de données, nous ne savons pas

si les segments du massif de Baga Bogd (WBB et EBB), ainsi que le segment de Toromhon, ont également rompu il y a environ 3000-4000 ans.

En prenant en compte l'ensemble des données acquises sur la faille de Bogd, nous en concluons que, pour les séismes majeurs ($M > 7.5$), le glissement est caractéristique et les intervalles de récurrence similaires le long des segments ouest (Figure III-2-16). Certains segments de la faille de Bogd pourraient donc présenter des séismes caractéristiques et suivraient alors le modèle périodique décrit par Shimazaki et Nakata, (1980) et par Schwartz et al., (1984).

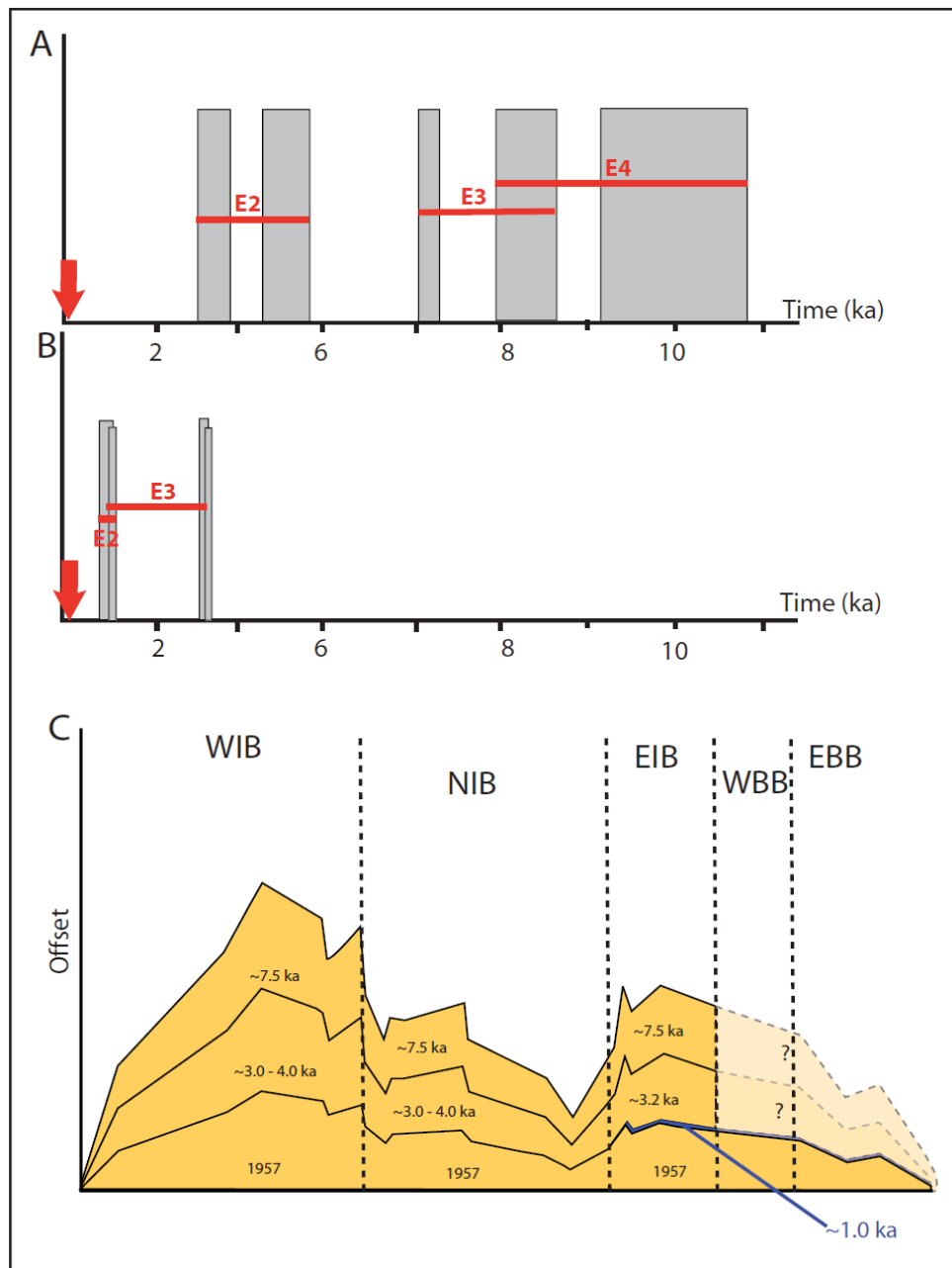


Figure III-2-16 : Synthèse des données acquises au cours de cette étude. Intervalles de temps (barres rouges) où les paléoséismes ont eu lieu à Ulaan Bulag (A) et à Zadgay Zayhr (B). C) Distribution des glissements le long de la faille et âges des paléoséismes sur chaque segment de la faille de Bogd. Le séisme identifié autour de 1000 ans est représenté en bleu et le déplacement associé est inférieur à 50 cm.

III.3. Analyse des variations d'activité sur la faille de Bolnay

III.3.1. Présentation générale de la faille de Bolnay

La faille de Bolnay est localisée au nord du massif d'Hangay et correspond à une structure majeure de plus de 400 km de long, largement identifiable à partir d'imagerie satellitaire (Okal, 1977 ; Tapponnier et Molnar, 1979) (Figure III-3-1). En 1905, deux séismes de magnitude $M_w \geq 8$ ont eu lieu respectivement le 9 Juillet sur la faille de Tsetserleg et le 23 Juillet sur la faille de Bolnay. L'ensemble des segments ayant rompus le 23 Juillet 1905, constitue l'un des plus grands séismes intracontinental connu au monde. La fonction source du séisme de Bolnay traduit deux libérations d'énergie successives avec une propagation de la rupture vers l'est (Figure III-3-1) (Schlupp, 1996; Schlupp and Cisternas, 2007). La rupture se serait propagée bilatéralement sur 100 km en direction de l'ouest et 275 km en direction de l'est sur la faille principale, et également sur 80 km en direction du sud-ouest sur la faille de Teregtiyn, l'épicentre du séisme se trouvant à l'intersection entre la faille principale et la faille de Teregtiyn, avec une magnitude du moment M_w variant entre 8.3 et 8.5 (Schlupp et Cisternas, 2007).

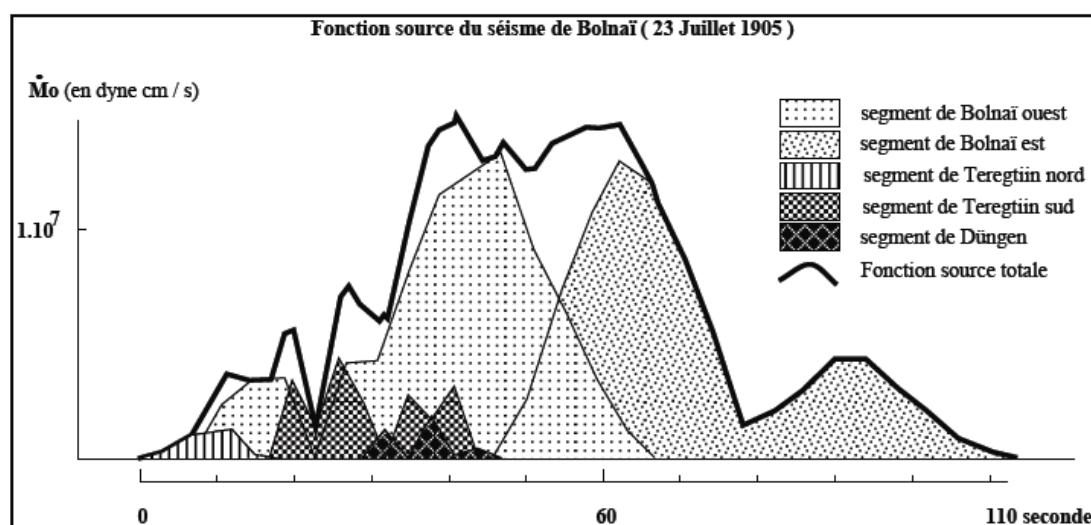


Figure III-3-1 : Fonction source du séisme de Bolnay (d'après Schlupp, 1996 et Schlupp and Cisternas, 2007). La magnitude associée à chaque segment est donnée en dyne cm/s.

L'intégralité des ruptures de surfaces a été cartographiée et décrite par Voznesenskii (1914), puis par Khil'ko et al. (1985) et Baljinnyam et al.(1993) (Figure III-3-2). La morphologie de la zone de rupture est exceptionnelle de par sa complexité et sa dimension. Le séisme de Tsertserleg, estimé à une $M_w \sim 7.8-8$ (Khil'ko et al., 1985) correspond à la rupture d'un segment à composante principalement inverse orienté N060° et à pendage Nord-Ouest,

sur une longueur d'environ 130 km. Baljinnyam et al. (1993) décrivent dans la partie nord-est de la faille une composante décrochante d'environ 2.5 m qui se traduit par des escarpements de failles de 1.5 à 2.0 m de hauteur. Au voisinage de la faille de Bolnay, la faille de Tsetserleg présente une composante décrochante sénestre avec des rejets horizontaux autour de 1.5 m.

Le séisme de Bolnay correspond à la rupture de la faille principale (Bolnay) associée aux ruptures des failles de Teregtiyn et de Düngen (Khil'ko et al., 1985). Le segment principal de Bolnay présente une orientation principale Est-Ouest et correspond à une cinématique purement décrochante sur plus de 375 km de long. La morphologie de la zone de rupture est complexe avec un système de segments en échelon, présentant des zones de relais en pull-apart et des systèmes de rides, une zone de rupture distribuée sur une largeur de plusieurs dizaines de mètres (Baljinnyam et al., 1993). Le rejet horizontal du séisme de 1905 a été estimé entre 8 et 11 mètres dans les parties est et centrale du segment, et à environ 5 m dans la partie à l'ouest de la jonction avec la faille de Teregtiyn (Khil'ko et al., 1985 ; Baljinnyam et al., 1993 ; Schwartz et al., 2009). Baljinnyam et al. (1993) ont émis l'hypothèse que la géométrie complexe de la rupture en surface peut être due à la fracturation d'un sol atteint par le permafrost.

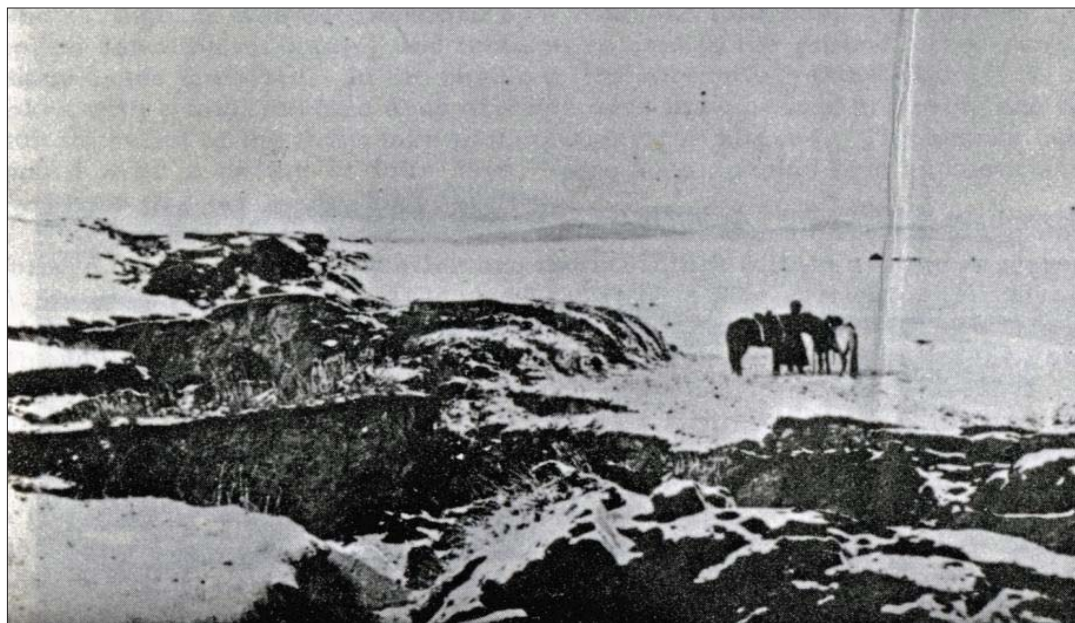


Figure III-3-2 : Photographie de la surface de rupture du séisme de Bolnay prise en 1914 par Voznesenskii.

La faille de Teregtiyn se trouve à 75 km de l'extrémité ouest de la faille de Bolnay et correspond à un segment de direction N130°, d'environ 80 km de long, présentant essentiellement une composante inverse (Baljinnyam et al., 1993). Les déplacements associés

au séisme de 1905 ont été estimés à une valeur moyenne de 3 m, avec des variations locales dues à la géométrie du plan de faille.

La rupture de Dūngen se trouve dans la portion centrale de la faille de Bolnay, quelques kilomètres à l'ouest de la jonction entre les failles de Tsetserleg et Bolnay, et correspond à un ensemble de fissures de plusieurs mètres de larges et quelques dizaines de mètres de long, orientés globalement nord-sud. À partir des dimensions des fissures, Baljinnyam et al. (1993) ont estimé le rejet horizontal moyen autour de 1.5 m.

On ne connaît aujourd'hui que peu de choses sur le fonctionnement de la faille de Bolnay. Les études géodésiques estiment que le chargement intersismique le long de la faille de Bolnay est de 2.6 ± 1.0 mm/an (Calais et al., 2003 ; Vergnolle, 2003) et aucune vitesse géologique n'a été estimée. En ce qui concerne la récurrence des séismes, seule une rapide campagne d'investigation paléosismologique a permis de dater le séisme antérieur à celui de 1905 après 2924-3222 ans (Schwartz et al., 2009). Ce manque de données nuit à la compréhension du cycle sismique de cette faille (taille de la rupture, rejet co-sismique, magnitude, intervalle de récurrence), qui est l'une des structures actives majeures identifiées en Mongolie. De plus, la question d'un essaim sismique similaire à celui du XX^{ème} siècle en Mongolie reste une question essentielle quant à la variation d'activité et les interactions entre failles en domaine continental.

III.3.2. Travaux de morphotectonique – Vitesse le long de la faille

Le travail d'analyse présenté dans ce chapitre de thèse concerne essentiellement la partie orientale de la faille de Bolnay. Les travaux menés ont consisté dans un premier temps à l'identification des marqueurs morphologiques permettant d'estimer une vitesse géologique le long de la faille et de déterminer les sites favorables à une étude paléosismologique. Ce travail a été réalisé grâce à l'analyse d'images SPOT 5, acquises dans le cadre du programme ISIS n°101, et de photographies aériennes fournies par les collègues de l'USGS de Menlo Park (Californie).

Dans un deuxième temps, un travail de terrain durant l'été 2009 a été réalisé avec une reconnaissance des structures associées au séisme de 1905, qui sont aujourd'hui encore extrêmement bien préservées (Figure III-3-3). L'analyse des déplacements latéraux le long de la zone de faille, grâce à des MNT issus de relevés au GPS cinématique et à l'analyse d'images SPOT, nous a permis de ré-estimer les rejets horizontaux associés au séisme de 1905. Les études morphotectonique nous ont permis par ailleurs de quantifier les décalages des surfaces alluviales et d'échantillonner ces surfaces pour des datations ¹⁰Be in-situ et de

luminescence. L'analyse de l'ensemble de ces données nous a permis d'estimer les premières vitesses horizontales sur la faille de Bolnay.

Enfin, l'ouverture de tranchées le long de la faille de Bolnay a permis l'identification de deux ruptures de surfaces antérieures au séisme de 1905. De plus, la collecte d'échantillons ^{14}C et de luminescence au sein des unités encadrant les surfaces de ruptures nous a permis de dater les paléo-ruptures et d'avoir ainsi accès aux intervalles de récurrence entre les séismes majeurs ayant eu lieu sur cette faille.

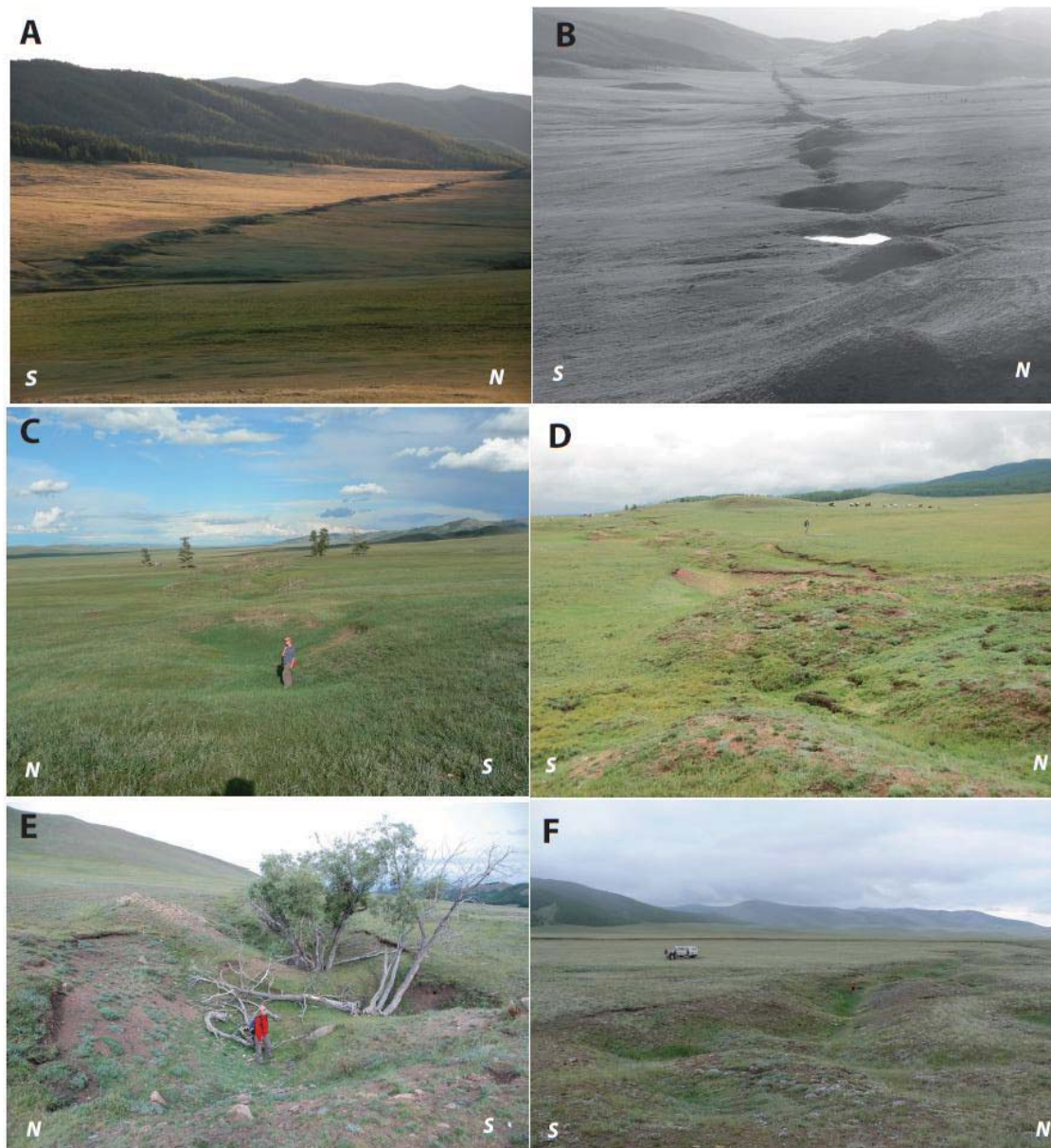


Figure III-3-3 : Photographies prises en 2009 lors de la campagne de terrain. A) et B) Photographies de la faille de Bolnay entre les sites de Pine Creek et Western Creek. La faille recoupe des surfaces alluviales et la zone de faille présente une morphologie en «mole tracks ». C) Rupture de surface à l'est du site d'Armoise. D) Rupture de surface à l'ouest du site Genepei. Il est difficile d'estimer si cette surface de rupture est due au séisme de 1905 ou à l'accumulation de plusieurs séismes majeurs. E) Rupture de surface du séisme de 1905 entre les sites de Pine Creek et Armoise Creek. F) Zone de faille présentant les évidences de plusieurs séismes accumulés, avec création de bassin en pull-apart et de larges fentes de tensions.

Earthquake Geology of the Bolnay Fault (Mongolia)

Article en préparation

Rizza M.^{1,*}, Ritz J-F.¹, Prentice C.², Braucher R.³, Vassallo R.⁴, Larroque C.⁵,
Arzhanikova N.⁶, Arzhanikov S.⁶, Mahan S.⁷, Massault M.⁸, Michelot J-L.⁸, Todbileg
M.⁹, Javkhaa O.⁹

1: Géosciences Montpellier-UMR 5243, Université Montpellier 2, Montpellier 34095, France

2: US Geological Survey, MS 977, Menlo Park CA 94025, USA

3: CNRS-CEREGE-UMR 6635, Aix-Marseille Universités, Aix en Provence 13545, France

4: LGCA- UMR 5025, Université de Savoie, Chambéry 73011, France

5: Géosciences Azur-UMR6526, Valbonne 06560, France

6: Institute of Earth's Crust, Russian Academy of sciences, Irkutsk 664033, Russia

7: US Geological Survey, MS 974, Denver CO 80225, USA

8: UMR IDES, Université Paris-Sud, 91405 Orsay, France

9: Mongolian University of Science and Technology, P.O.Box 46/433 Ulaanbaatar, 210646, Mongolia

*: corresponding author: rizza@gm.univ-montp2.fr

Abstract

The Bulnay earthquake of July 23, 1905 (M8.2-8.5), in north-central Mongolia, is one of the world's largest recorded intracontinental earthquakes and one of four great earthquakes that occurred in the region during the 20th century. The 375-km-long surface rupture of the left-lateral, strike-slip, N095°E trending Bulnay Fault associated with this earthquake is remarkable for its strong expression across the landscape and its complexity. Our field observations suggest that in many areas the complexity of the rupture zone is the result of repeated earthquakes; however, in those areas where it is possible to determine that the geomorphic features are the result of the 1905 surface rupture alone, the size and complexity of the features produced by this single earthquake are extraordinary in comparison to most other historical strike-slip surface ruptures worldwide. Between 97.18°E and 98.33°E, we measured the mean left-lateral 1905 offset of 8.9 ± 0.6 m and two cumulative offsets that are twice the 1905 slip. These observations suggest that the displacement produced during the penultimate event was similar to the 1905 slip, suggesting characteristic slip. Morphotectonic analyses carried out at four sites along the eastern part of the Bulnay fault, combined with ¹⁰Be and luminescence dating allow us to estimate a mean horizontal geological slip rate of 2.7 ± 0.4 mm/yr over the Late Pleistocene period. Paleoseismological investigations show evidences for two earthquakes prior to the 1905 event with regular recurrence intervals of ~3,000 years. Combining our results with previous studies of the surface ruptures associated with the 1957 Gobi Altay earthquake allows us to show possible seismic clusters during the late Quaternary in Mongolia.

Keywords: Asia, tectonics, earthquake, strike-slip fault, slip rate, paleoseismology

1. Introduction and tectonic setting

During the last century, between 1905 and 1957, four major M~8 earthquakes occurred in western Mongolia and an adjacent area within China (Molnar and Denq, 1984; Baljinnyam et al., 1993; Schlupp, 1996), making this region one of the most tectonically active intracontinental domains in the world (Figure 1).

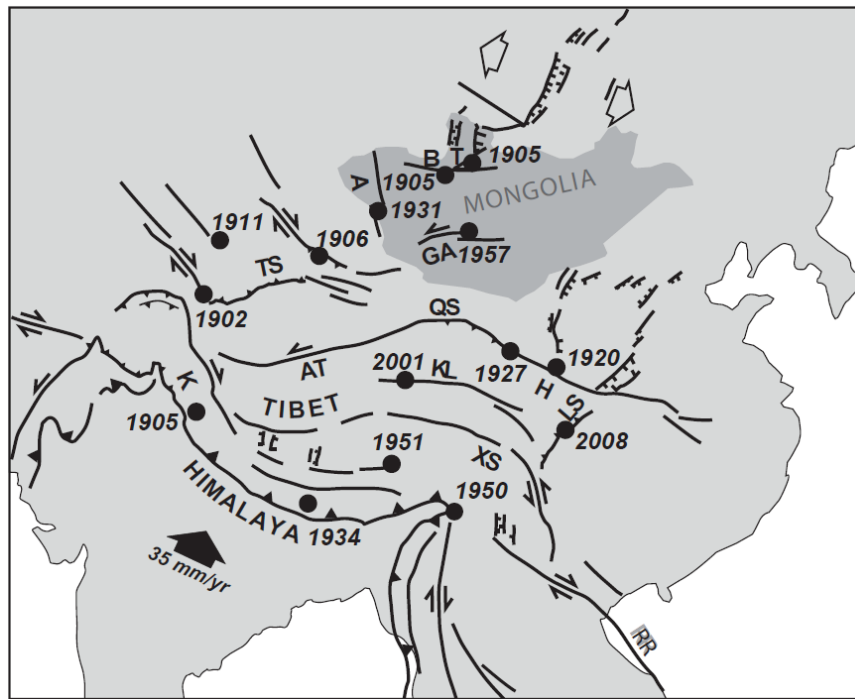


Figure 1: Simplified mapping of quaternary active faults and major earthquakes ($M \geq 7.8$) since 1900 in Asia (modified after (Molnar and Denq, 1984). B: Bulnay – T: Tsetserleg – A: Altay – GA: Gobi-Altay – TS: Tien Shan – QS: Qilian Shan – KL: Kunlun – H: Haiyuan – LS: Lungmen Shan – XS: Xian Shui – AT: Altyn Tagh – K: Karakorum – RR: Red River. Black dots and numbers indicate the location of the epicenters of the earthquakes.

Considering the exceptional seismicity between 1905 and 1957, these earthquakes have been described as a seismic cluster involving mechanical coupling between faults (Chery et al., 2001; Pollitz et al., 2003; Vergnolle et al., 2003). These earthquakes are located along large strike-slip faults, of several hundred kilometres long, reactivating pre-cenozoic structures and accommodating the northernmost deformation related to the India-Asia collision (Florensov and Solonenko, 1965; Molnar and Tapponnier, 1977; Tapponnier and

Molnar, 1979; Cunningham, 1998). Geodetic measurements (GPS) within Mongolia and the surrounding areas show that the crustal deformation is distributed across millimetric dextral strike-slip faults in the Altay range, and millimetric left-lateral strike-slip faults in central and eastern Mongolia (Calais et al., 2003; Vergnolle, 2003). These data have been confirmed by several morphotectonic studies showing that these active faults have slow slip rates (Ritz et al., 1995; Ritz et al., 2006; Walker et al., 2006; Vassallo et al., 2007; Nissen et al., 2009a; Nissen et al., 2009b; Rizza et al., 2009). Paleoseismological investigations along the Bogd fault, the most recent rupture in 1957 (in Mongolia), have shown long recurrence intervals of $4,500 \pm 1,200$ years for large earthquakes (Schwartz et al., 1996; Bayasgalan, 1999; Prentice et al., 2002; Schwartz et al., 2007; Rizza et al., 2008).

In 1905, two major earthquakes with magnitude $M > 7.5$ have been reported in the northern part of the Hangay massif (Figure 2). The 9 July 1905 Tsetserleg earthquake ($M \sim 7.8$, 49.5°N ; 97.3°E) is associated with a surface rupture 130 km long, trending $\text{N}060^\circ$ (Khil'ko et al., 1985; Baljinnyam et al., 1993; Schlupp and Cisternas, 2007). Fourteen days later, the epicenter of the Bulnay earthquake ($M \sim 8.2$, 49.2°N ; 96.8°E) is reported at the intersection between the main left lateral strike-slip Bulnay fault and the Teregtiin fault (Khil'ko et al., 1985, Baljyniiam et al., 1993). The rupture was bilateral, propagating 100 km to the west and 275 km to the east along the main Bulnay fault, and also propagating to the Teregtiin and Dungen fault segments, for a total moment magnitude M_w estimated between 8.3 and 8.5 (Khil'ko et al., 1985; Baljinnyam et al., 1993; Schlupp and Cisternas, 2007).

In this paper we focus on the surface rupture of the main left-lateral strike slip Bulnay fault, which is associated with one of the largest known historic earthquakes in an intracontinental domain, and is clearly visible on Landsat imagery (Tapponnier and Molnar, 1979) (Figure 2). The 1905 surface rupture is comprised of left-lateral faulting along a 375-km-long section of the main east-west trending Bulnay fault, in addition to secondary ruptures

of the N135° trending, 80-km-long Teregtiyn fault and the north-south-trending, 22-km-long Dungen rupture. The first observations of the surface rupture were made less than ten years after the 1905 earthquake by Voznesenskii (1962), and re-surveyed later by Khil'Ko et al. (1985) and Baljinniam et al. (1993). The surface rupture of the 1905 Bulnay earthquake is complex, and includes very large-scale features, including tension gashes that are tens of meters long, mole tracks, and depressions that are several tens of square meters in area. These features are described along the entire surface rupture (Baljinniam et al., 1993). The 1905 co-seismic offsets reported along the main fault range from 8 ± 2 m to 11 ± 2 m between the eastern termination of the fault and the junction between the Bulnay and Teregtiyn faults, and decrease in the western part of the fault to 5 ± 2 m (Voznesenskii, 1962; Florensov and Solonenko, 1965; Baljinniam et al., 1993). Prior to our study, no geological slip rates have been estimated for the Bulnay fault, but geodetic measurements indicate a current slip rate of 2.6 ± 1 mm/yr (Calais et al., 2003). A preliminary paleoseismic investigation at a site along the western part of the fault suggests that the penultimate earthquake on this segment occurred before 2,440-3,220 years ago (Schwartz et al., 2009).

We conducted field investigations along the eastern part of the Bulnay fault, between 97.18°E and 98.33°E to determine geological slip rates and recurrence intervals of earthquakes using morphotectonics and paleoseismological analysis (Figure 3). We documented the complexity of the fault morphology along the Bulnay rupture and measured both co-seismic slip associated with the 1905 earthquake, and offsets that represent accumulated slip produced by multiple earthquakes. In addition, we estimate slip rates at four sites using morphological analysis of offset streams and alluvial surfaces, which are well preserved in this climatic setting. We also excavated paleoseismological trenches across the fault to determine the ages of past surface-rupturing earthquakes during the late Quaternary along the Bulnay fault.

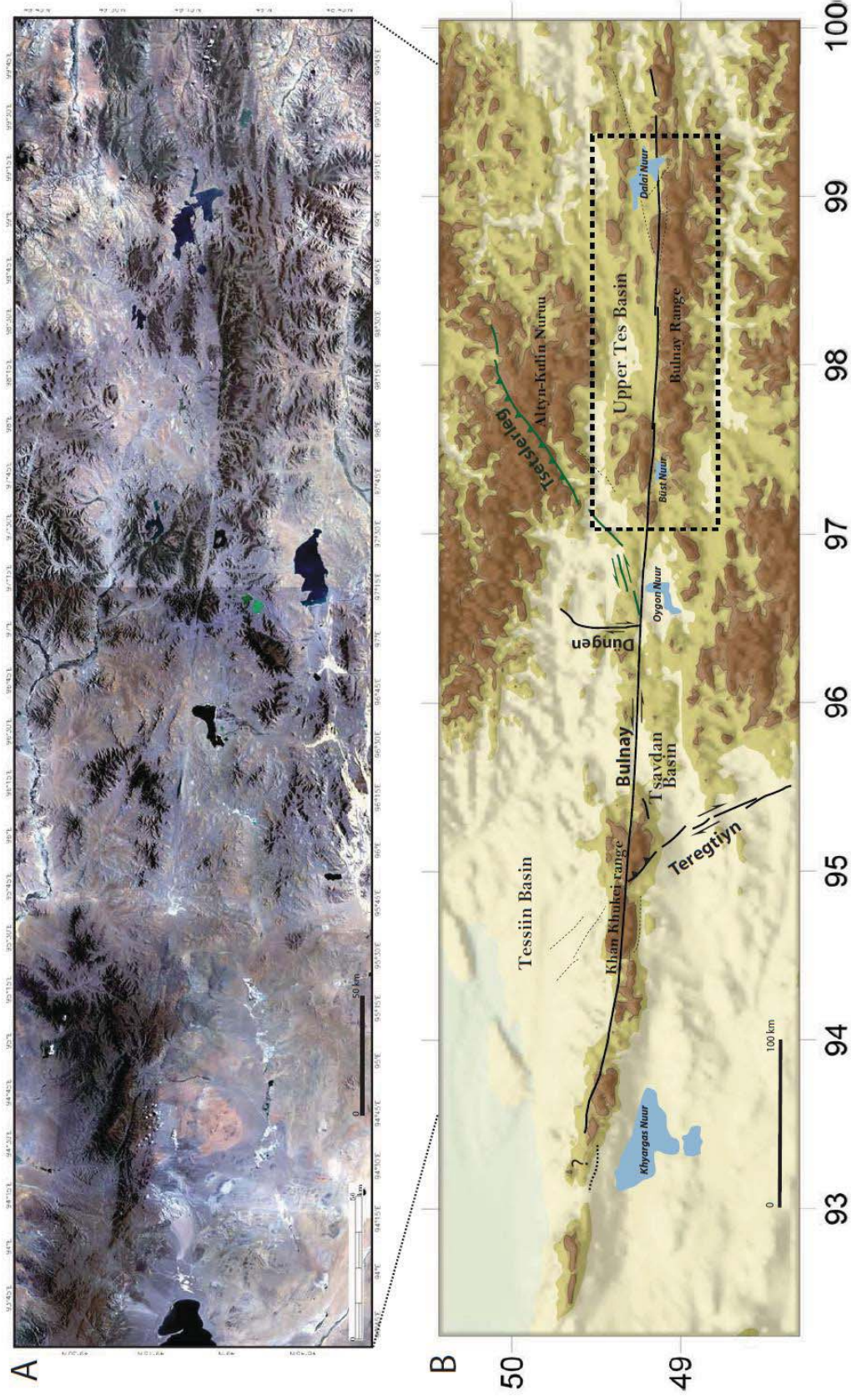


Figure 2: A) Landsat imagery of the Bulnay fault area. The surface rupture is clearly visible and trends west-east. B) Map for the 1905 surface ruptures (modified from Baljinyam et al., 1993). The Tsetserleg rupture is represented by the green lines, and the ruptures associated with the 23 July 1905 are represented by the black lines. The dashed box represents the portion of the Bulnay fault analysed in this study.

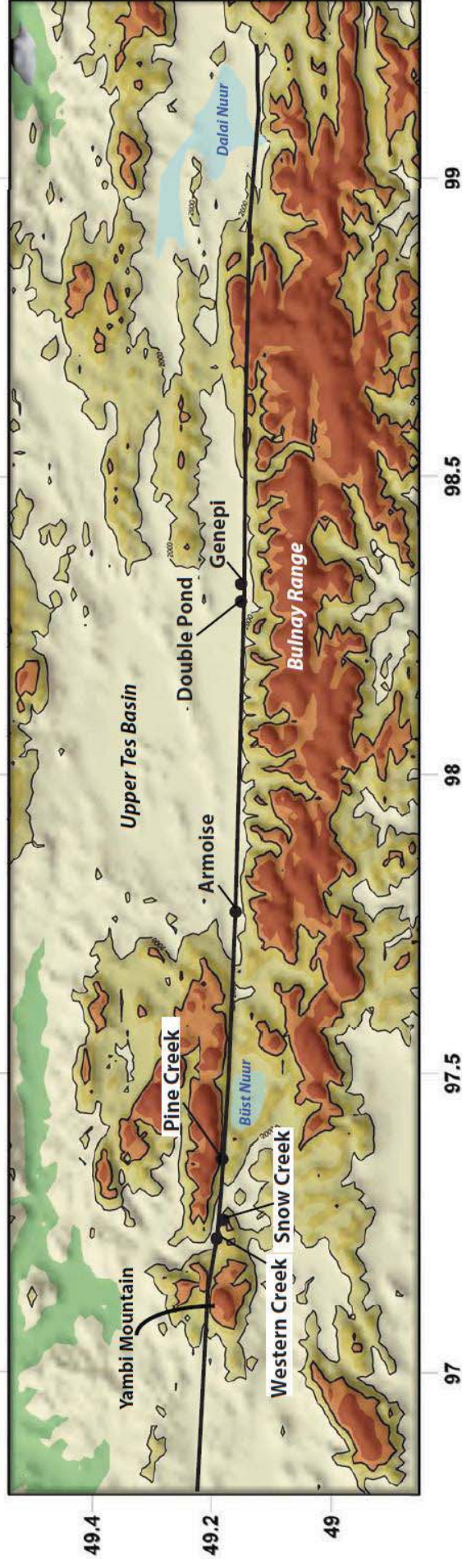


Figure 3: Segment of the Bulnay fault where morphotectonic and paleoseismological investigations were carried out. The Bulnay fault, represented by the black line, traverses a large alluvial plain at the toes of the Bulnay range and crosses a mountainous area east of the Yambi Mountain. Our study sites are represented by the black dots.

2. Geomorphology of the surface rupture

We investigated the eastern part of the 1905 rupture between 97.18°E and 98.33°E in order to survey the fault pattern using satellite and aerial imagery (Landsat, SPOT and aerial photography) and kinematic GPS surveys.

2.1. General features of the Bulnay surface faulting

The main left-lateral Bulnay fault trends approximately N090° and is clearly visible on both Landsat and SPOT images. The complexity of the surface faulting and the presence of large mole track features make determining the 1905 left-lateral slip difficult, and determining which features were produced in 1905 and which represent the accumulation of multiple slip events is particularly challenging along the Bulnay fault (Figure 4 and Figure 5).



Figure 4: Field view looking west of the Bulnay surface rupture in 2009, between Pine Creek and Western Creek sites. Circled person scaling the picture.

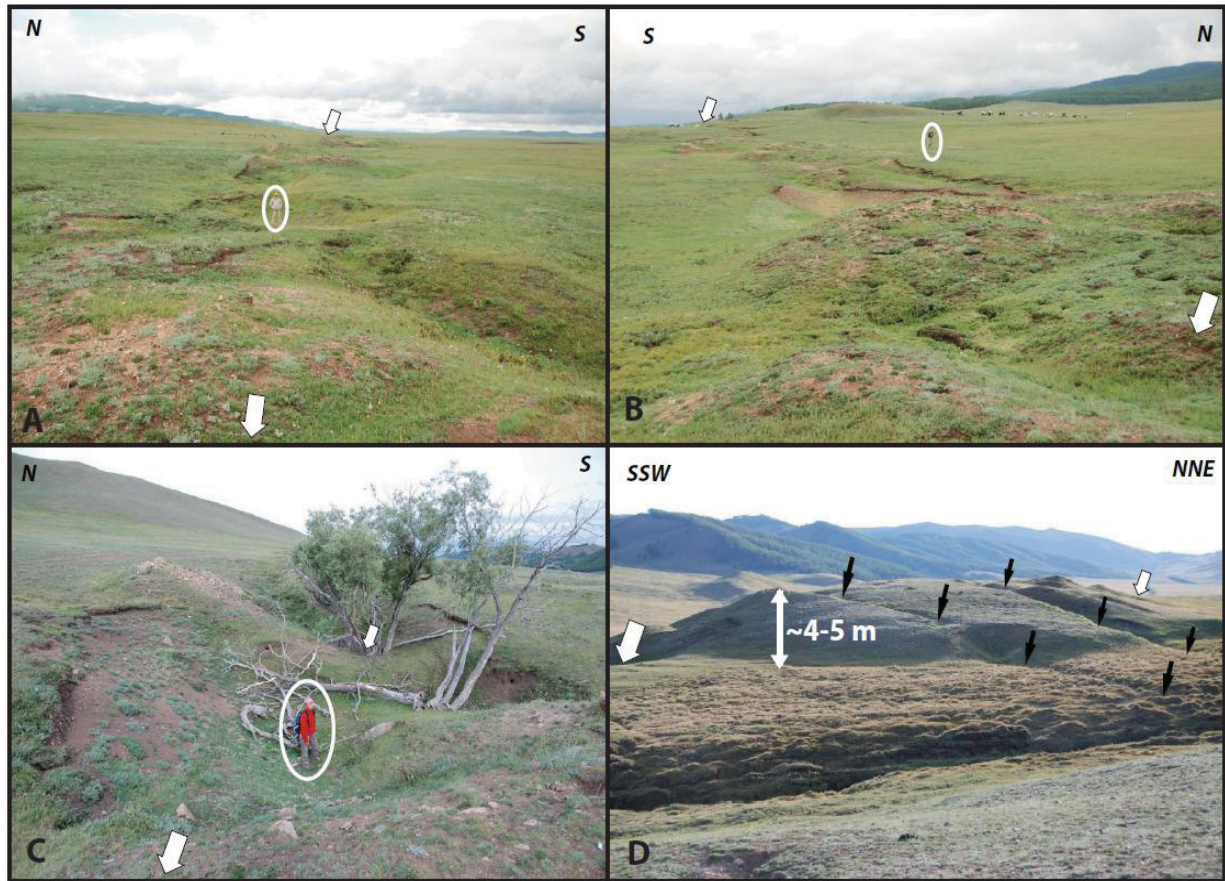


Figure 5: Field photographs of the Bulnay rupture (2009). Circled persons scaling the pictures. A) Photography looking west of the surface rupture between Genepi and Double Pond showing the mole tracks morphology. B) Photography looking east of the surface rupture near Genepi. C) Photography looking east of one 1905 feature between Snow Creek and Pine Creek. D) Photography looking west of a giant mole track affected by large tension gashes (black arrows).

To illustrate the complexity of the fault zone we surveyed the topography using kinematic GPS at two sites: Western Creek and Double Pond (see location in Figure 2). Figure 6 presents perspective views of the fault and associated pressure ridges, pull-apart basins and tension gashes. Our analysis of these features indicates that the morphology is not always the result of one earthquake, but has accumulated over several events, and has been re-faulted during the 1905 earthquake.

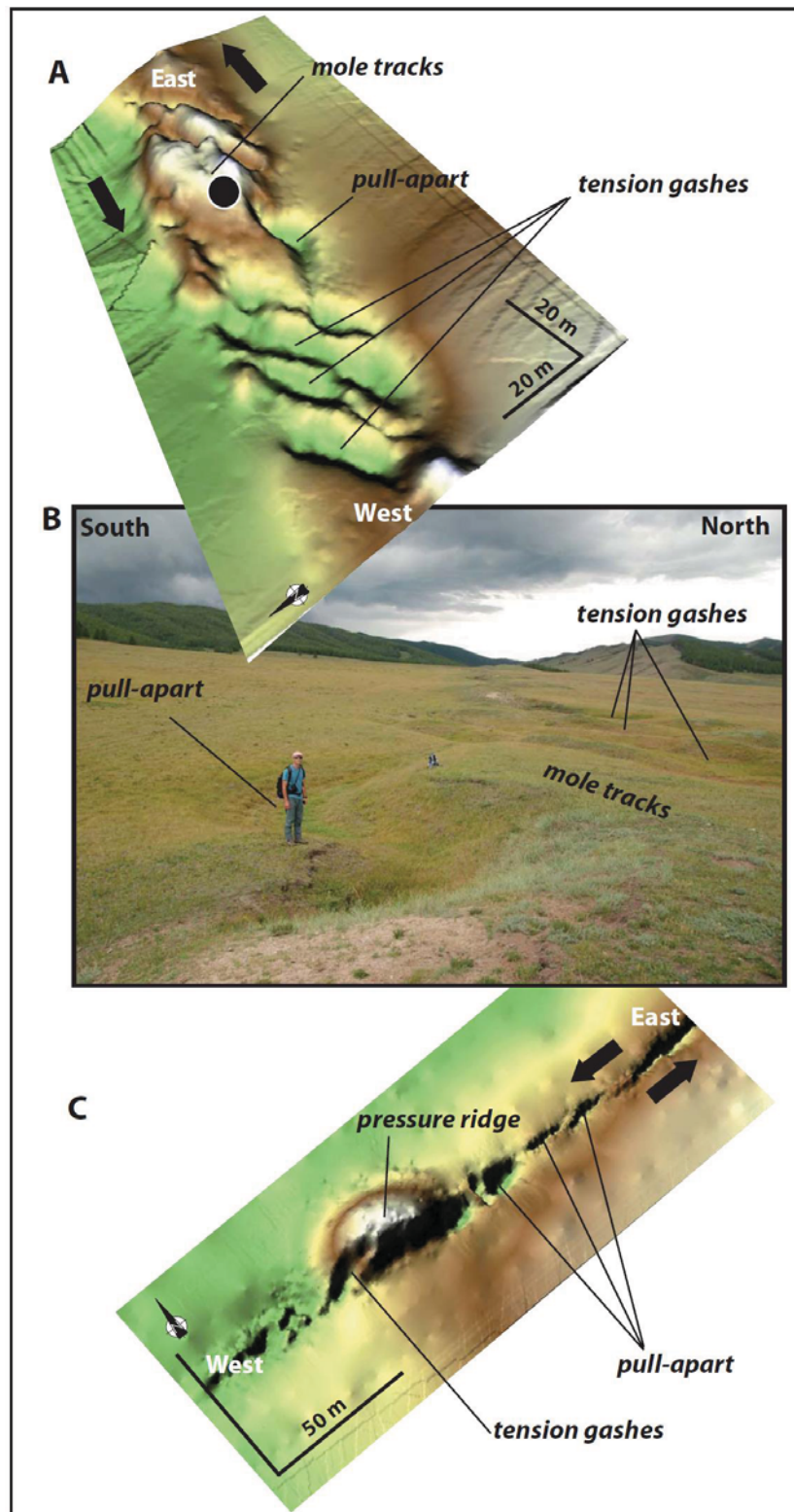


Figure 6: Digital elevation models (GPS survey) of the Bulnay fault morphology showing the complexity of features. A) Perspective view of the Bulnay fault zone showing the complexity of the ground ruptures at Western Creek. B) Field Photography looking west of the zone surveyed by the kinematic GSP in figure A. C) Perspective view of the Fault zone at Double Pond.

Moreover the morphology of the surface rupture depends on the geological and structural settings. Between 98.33°E and 97.69°E, the Bulnay fault cuts through alluvial surfaces and the rupture pattern is characterized by systems of *en echelon* ruptures with individual segments of several tens to hundreds of meters in length, mole tracks and tension gashes of up to several meters wide, fissures, and step-over zones between the individual ruptures. Figure 7 illustrates the surface pattern of the Bulnay fault between the Genepi and the Double Pond sites. Using SPOT imagery with 5m of resolution and google earth imagery we mapped the surface rupture along a 3.8-km-long section of the Bulnay fault. Between Double Pond and Lost Goat Creek sites, the geometry of the surface faulting is complex and displays two parallel branches one hundred meters apart. In between, large tension gashes are observed with a 60° angle with respect to the principal east-west trending main faults. Between 97.69°E and 97.18°E, the Bulnay fault traverses a mountainous area and the fault pattern is characterized by a narrow single trace with a faulted zone less than few tens of meters wide. The massifs are composed of plutonic rocks, with colluvial deposits and fine-grained alluvial deposits that cover the slopes of the massifs. However where the fault traverses large alluvial surfaces, the rupture pattern is more complex, as observed around the Snow Creek and Western Creek sites (Figure 5C, D and Figure 6). This suggests that the surface rupture pattern depends strongly on the near-surface lithology.

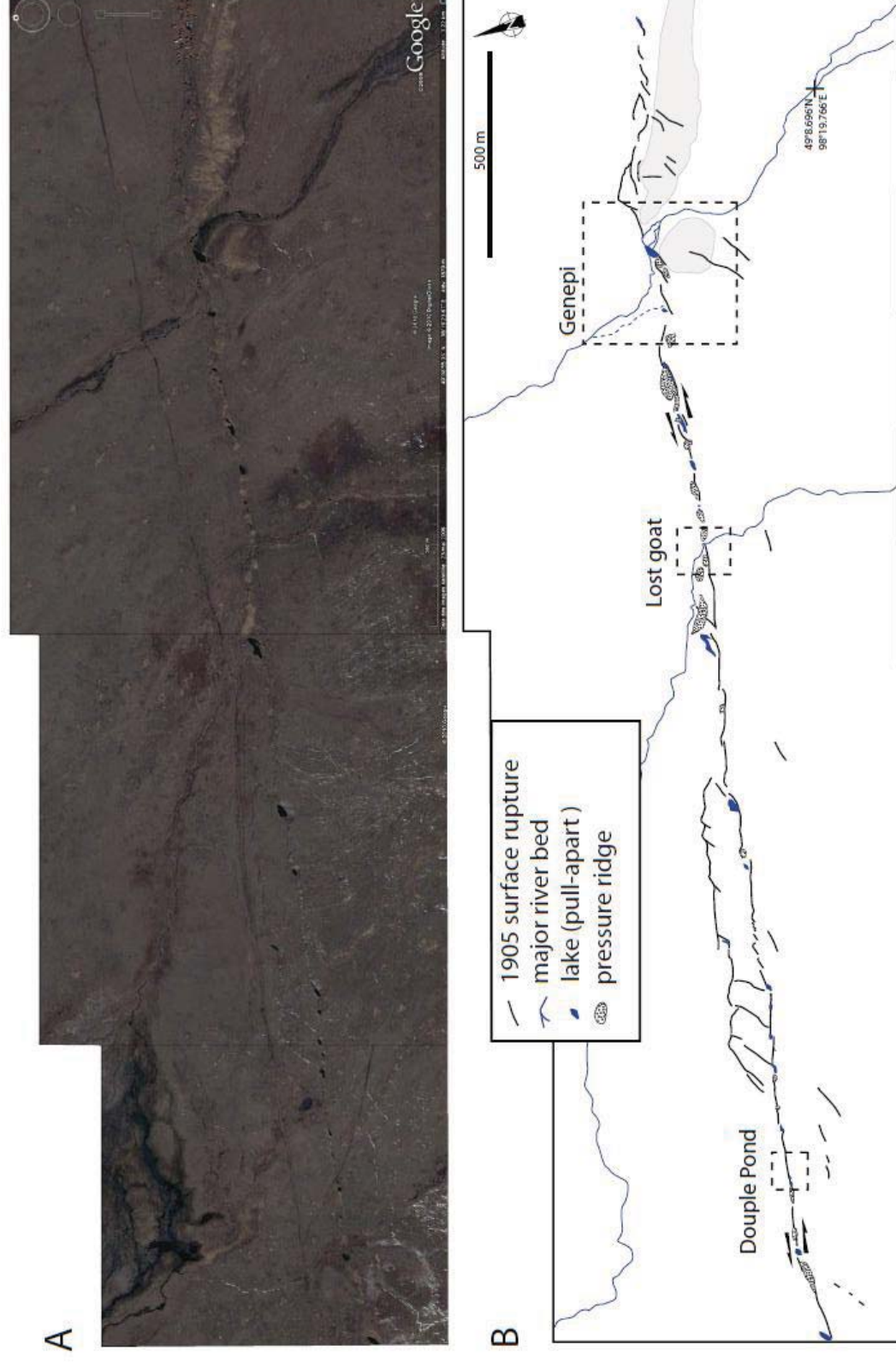


Figure 7: Morphology of the Bulnay fault between Genepi and Double Pond sites. A) Google earth view (www.googleearth.com) of the surface morphology. B) Interpretation of the features patterns with surface rupture and pull-apart (lakes) corresponding to the step-zones between the segments. The morphology of the Bulnay fault is more complex between Lost Goat and Double Pond sites with two branches.

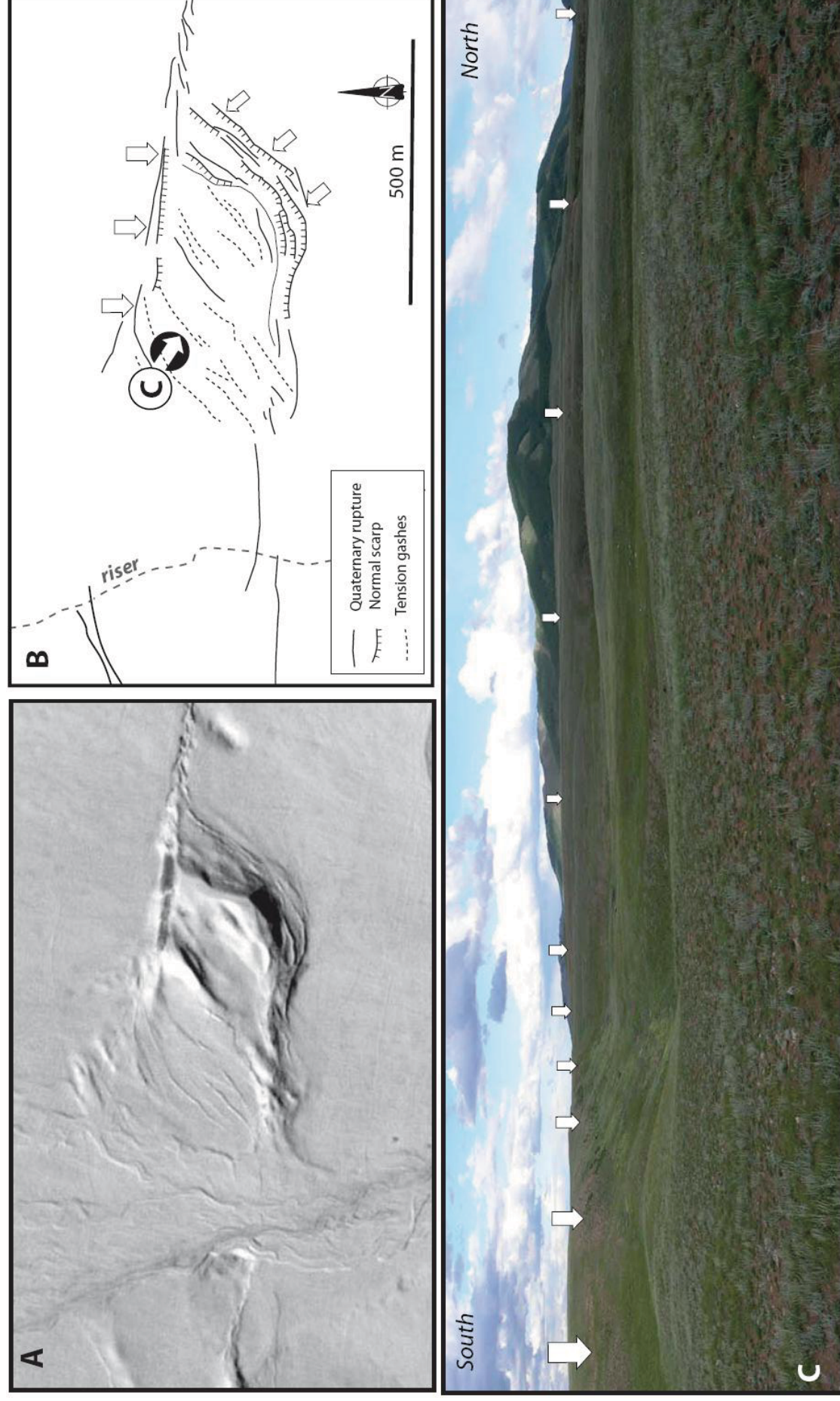


Figure 8: Details mapping of a large pull-apart basin (49.16°N; 97.88°E), east of the Armoise site. A) SPOT 5 Imagery. B) Interpretations of the surface ruptures. C) Field photography looking west of the graben, the white arrows showing the 1905 surface rupture and the normal scarps.

At a number of sites along the Bulnay fault, the ground ruptures represent the accumulation of several earthquakes. One spectacular example can be found 8 km east of the Armoise Site, where a large pull-apart basin is associated with normal scarps and tension gashes that are several hundred meters long (Figure 8). This graben is 500 m long and 300 m wide, with numerous internal normal fault scarps. The largest displacement we identified along the Bulnay fault is west of Western Creek and Snow Creek, where both the Galutu River and the eastern edge of Yambi Mountain are left-laterally displaced of 4 ± 0.5 km (Figure 9). We suggest that this offset may represent the total left-lateral displacement across the Bulnay fault.

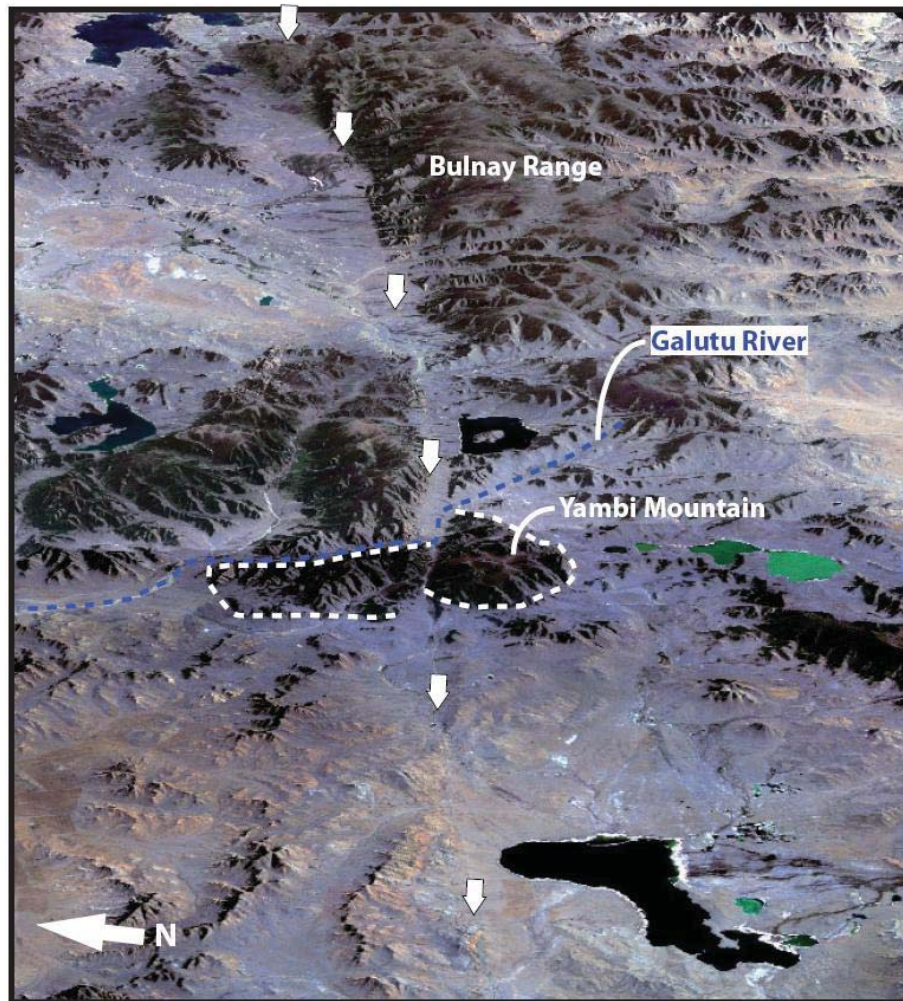


Figure 9: Perspective view looking east of the eastern part of the Bulnay fault (Landsat imagery). The Galutu River (dashed blue line) is left-laterally displaced along the fault zone (white arrows), as the limit of the Yambi mountain (white dashed lines).

2.2. Slip distribution in the eastern part of the Bulnay fault

To measure the co-seismic offsets associated with the 1905 earthquake and previous events, we surveyed offset drainages using kinematic GPS. Between 98.33°E and 97.69°E, the fault rupture crosses an alluvial plain and we only found one feature that preserves the 1905 offset. We surveyed an active stream channel displaced 9.2 ± 0.9 m across the fault zone at Lost Goat Site (Figure 10A). Between 97.69°E and 97.18°E, the surface rupture is expressed as a single fault trace cutting through the rock massifs, and using SPOT imagery, we identified numerous left-laterally displaced thalwegs, and surveyed four offsets using kinematic GPS. At Yellow Creek site, located on the south side of the massif, we measured a displacement of 9.4 ± 0.3 m (Figure 10B). At Pine Creek site, 320 m to the west of Yellow Creek site, we measured a displacement of 18 ± 0.5 m (Figure 10C). Four kilometers farther east, at Boulder Creek, we measured the offset of an active stream channel displaced by 8.5 ± 0.6 m. At this site we also identified an abandoned channel that is displaced 16 ± 0.3 m from the active stream (Figure 10E). Three kilometers farther west, at Horse Creek we measured an offset of 8.7 ± 0.7 m (Figure 10F).

Between 97.69°E and 97.18°E, our estimates of the 1905 co-seismic displacement range from 8.5 ± 0.6 m to 9.2 ± 0.9 m, with a mean value of 8.9 ± 0.6 m. Our GPS kinematic surveys provide a more precise value of the mean offset of the 1905 earthquake, which is slightly lower than the previous estimates of 8-11 m determined by Baljynniam et al. (1993) using a measuring tape. Our analysis also shows larger cumulative displacements with a mean value of 17 ± 1.5 m, about twice the 1905 offset. This result suggests that characteristic slip behavior along the Bulnay fault.

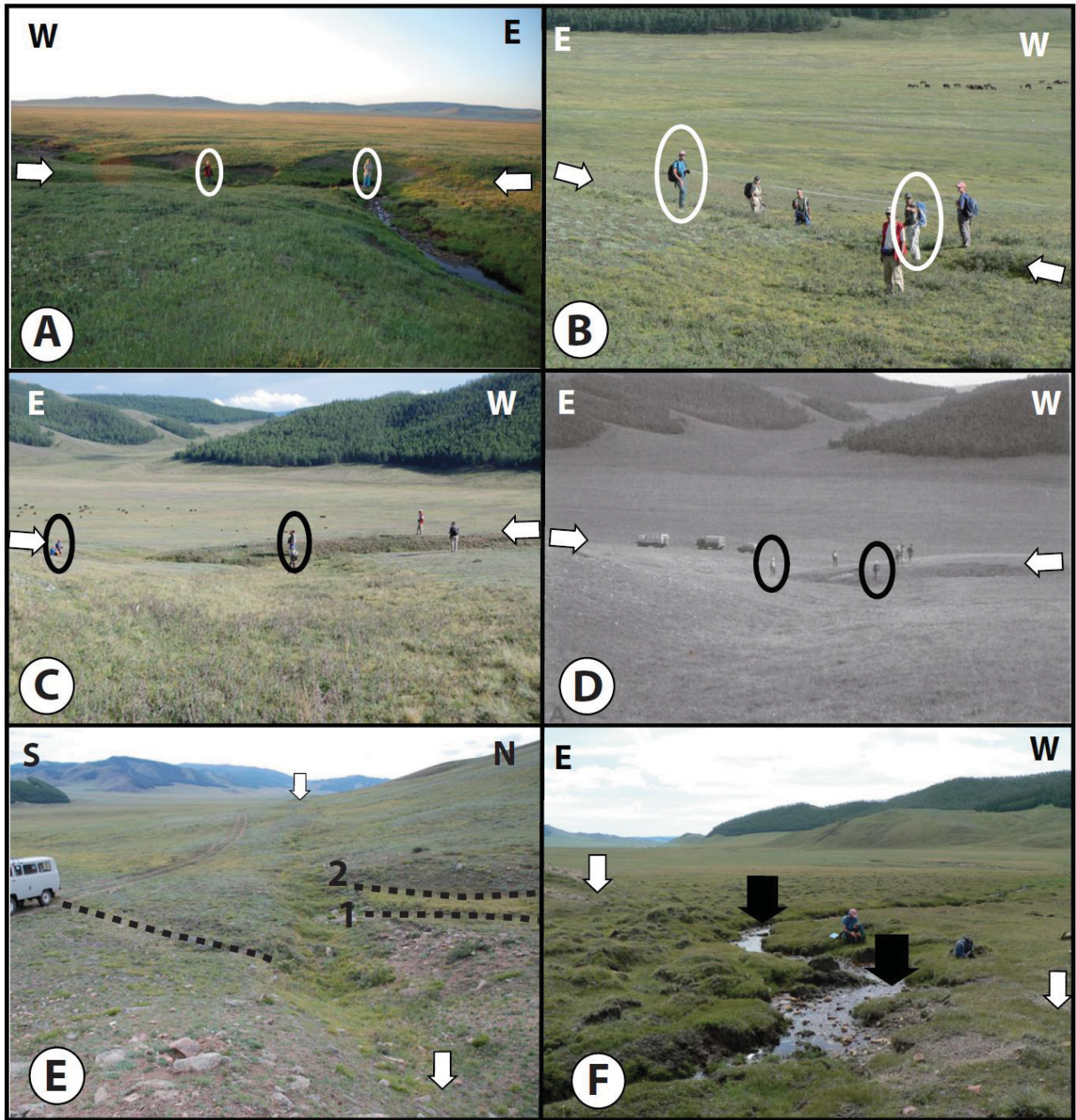


Figure 10: Field photographs of the 1905 and cumulative offsets along the 1905 Bulnay rupture (2009). Circled persons scaling the pictures. A) 1905 offset at Loast Goat site. B) 1905 offset at Yellow Creek site. C) Cumulative offset at Pine Creek site. D) Field photography taken in 1992 by Baljynnam et al. (1993) of the cumulative Pine Creek offset. E) Field photography looking west of the Boulder Creek site, where we define the 1905 offset using the piercing line (1) and a cumulative offset (2) respect to an active stream in the south side of the fault (black dashed line). F) 1905 offset at Horse Creek site underlines by the black arrows.

3. Quaternary slip rate constraints using ^{10}Be and luminescence dating

In order to estimate the horizontal slip rate along the left-lateral Bulnay fault, we carried out morphotectonic analyses at Genepi, Armoise, Pine Creek, and Snow Creek sites. We used kinematic GPS surveys to quantify large cumulative displacements of alluvial surfaces that we identified using SPOT imagery and aerial photographs. In parallel we dated the abandonment of the alluvial surfaces using both in situ-produced ^{10}Be (Ritz et al., 1995; Braucher et al., 1998; Siame et al., 2004; Vassallo et al., 2007) and luminescence techniques (LeDortz et al., 2009; Nissen et al., 2009a). We collected ^{10}Be and luminescence samples within soil pits excavated into the alluvial surfaces. Analyses of ^{10}Be concentrations in the depth profiles allowed determining the exposure ages, the denudation rates and the inheritance prior to deposition for the surfaces. In addition to collecting samples along the depth profiles, we also collected surficial samples comprised of ~80 pebbles and cobbles from the alluvial surfaces to estimate surface concentrations, and we collected sand samples from the active stream to estimate the inheritance within the fluvial drainage.

The ^{10}Be measurements were performed at the CEREGE, Aix-en-Provence, ASTER facility (Arnold et al., 2010), using the NIST Standard Reference materials with an assigned $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ ratio of $2.79 \cdot 10^{-11}$, and a ^{10}Be half life of $1.387 \cdot 10^6 \text{ yrs}^{-1}$ (Chmeleff et al., 2010; Korschinek et al., 2010). Beryllium production rates have been calculated using the Stone scaling polynomial (Stone, 2000), with a High-latitude Sea Level (SHL) spallation production rate of 4.49 at/g/yr. All calculations are performed using attenuation lengths of 160, 1500 and 4320 g/cm² with associated relative contributions to the total production rate of 97.85%, 1.50% and 0.65% for neutrons, slow and fast muons, respectively (Braucher et al., 2003). Note that in this section, the term “inheritance” or H_0 (in the Chi-squared inversion) corresponds to the inherited ^{10}Be concentration at the time of deposition, prior to subsequent exposition and denudation processes. When ages given by depth profiles were poorly

constrained, we used exposure ages obtained from surficial samples. Results of ^{10}Be concentrations are presented in Table 1.

We also determined luminescence ages of alluvial surfaces using Infrared Stimulated Luminescence (IRSL). We used the K-feldspar component because the surfaces have old expected ages and therefore the quartz component is likely to be saturated. The IRSL samples were analysed using the fine-grained (4-11 μm) fraction and the total-bleach Multiple-Aliquot Additive-Dose (MAAD) method (Singhvi et al., 1982; Lang, 1994; Richardson et al., 1997; Aitken, 1998). Fading tests were carried out following the instructions of Auclair et al. (2003), and the ages were corrected using the functions of Huntley and Lamothe (2001). To measure the concentration of radiogenic Thorium (Th), Potassium (K) and Uranium (U) following Murray et al. (1987), around 600 grams of material were collected with each sample. The dose rates were calculated using radioisotope concentration, burial depth, elevation, geomagnetic latitude (Prescott and Hutton, 1994), present day moisture, and alpha and beta attenuation contributions were corrected for grain-size attenuation (Aitken, 1985). Elemental concentrations and dose rates are shown in Table 2.

site	sampling informations	latitude	longitude	altitude (m)	depth (cm)	Production(at/g/yr)	^{10}Be (at/g)	$\Delta^{10}\text{Be(at/g)}$
GENEPI								
BOL09-1	amalgamated pebbles (~80)	49°8'56,34"	98°19'29,44"	1830	0	21,14	1,54E+06	2,85E+04
BOL09-2	amalgamated pebbles (~80)	49°8'56,34"	98°19'29,44"	1830	0	21,14	1,12E+06	3,43E+04
BOL09-3	sands	49°8'56,34"	98°19'29,44"	1830	215	21,14	1,59E+06	4,56E+04
BOL09-4	sands	49°8'56,34"	98°19'29,44"	1830	170	21,14	1,22E+06	3,89E+04
BOL09-5	sands	49°8'56,34"	98°19'29,44"	1830	120	21,14	1,61E+06	5,91E+04
BOL09-6	sands	49°8'56,34"	98°19'29,44"	1830	75	21,14	7,68E+05	2,24E+04
BOL09-7	sands	49°8'56,34"	98°19'29,44"	1830	50	21,14	8,12E+05	2,35E+04
BOL09-8	sands	49°8'56,34"	98°19'29,44"	1830	30	21,14	1,11E+06	3,64E+04
BOL09-9	sands	49°8'56,34"	98°19'29,44"	1830	15	21,14	1,14E+06	4,56E+04
BOL09-10	river sands	49°8'56,34"	98°19'29,44"	1830	0	21,14	1,72E+06	6,81E+04
PINE CREEK								
BOL09-11	sands	49°10'51,5"	97°21'40,3"	2108	215	25,84	not processed	not processed
BOL09-12	sands	49°10'51,5"	97°21'40,3"	2108	160	25,84	7,98E+05	2,61E+04
BOL09-13	sands	49°10'51,5"	97°21'40,3"	2108	100	25,84	not processed	not processed
BOL09-14	sands	49°10'51,5"	97°21'40,3"	2108	67	25,84	7,95E+05	3,15E+04
BOL09-15	sands	49°10'51,5"	97°21'40,3"	2108	40	25,84	7,73E+05	4,25E+04
BOL09-16	sands	49°10'51,5"	97°21'40,3"	2108	20	25,84	7,63E+05	2,24E+04
BOL09-17	amalgamated pebbles (~80)	49°10'51,5"	97°21'40,3"	2108	0	25,84	8,06E+05	3,08E+04
SNOW CREEK								
BOL09-18	sands	49°11'21,52"	97°15'26,86"	1895	220	22,18	1,26E+06	2,34E+04
BOL09-19	sands	49°11'21,52"	97°15'26,86"	1895	155	22,18	1,31E+06	2,43E+04
BOL09-20	sands	49°11'21,52"	97°15'26,86"	1895	83	22,18	1,58E+06	2,92E+04
BOL09-21	sands	49°11'21,52"	97°15'26,86"	1895	50	22,18	2,03E+06	3,75E+04
BOL09-22	sands	49°11'21,52"	97°15'26,86"	1895	25	22,18	2,56E+06	4,73E+04
BOL09-23	sands	49°11'21,52"	97°15'26,86"	1895	5	22,18	2,20E+06	4,07E+04
BOL09-24	river sands (Horse Creek)	49°11'21,52"	97°15'26,86"	1895	0	22,18	1,17E+06	4,01E+04
BOL09-25	amalgamated surface (80 pebbles)	49°11'21,52"	97°15'26,86"	1895	0	22,18	1,84E+05	5,63E+03
ARMOISE CREEK								
BOL09-26A	amalgamated pebbles (~80)	49°09'27,22"	97°49'51,50"	1871	0	21,79	3,70E+06	1,11E+05
BOL09-26B	amalgamated pebbles (~80)	49°09'27,22"	97°49'51,50"	1871	0	21,79	1,11E+06	6,11E+04
BOL09-27	amalgamated pebbles	49°09'27,22"	97°49'51,50"	1871	200	21,79	8,81E+05	2,63E+04
BOL09-28	amalgamated pebbles	49°09'27,22"	97°49'51,50"	1871	170	21,79	9,37E+05	3,62E+04
BOL09-29	amalgamated pebbles	49°09'27,22"	97°49'51,50"	1871	100	21,79	9,27E+05	6,95E+04
BOL09-30	amalgamated pebbles	49°09'27,22"	97°49'51,50"	1871	60	21,79	6,60E+05	7,53E+04
BOL09-31	amalgamated pebbles	49°09'27,22"	97°49'51,50"	1871	40	21,79	9,55E+05	5,26E+04
BOL09-32	amalgamated pebbles	49°09'27,22"	97°49'51,50"	1871	15	21,79	9,60E+05	3,84E+04
BOL09-33	sands	49°09'27,22"	97°49'51,50"	1871	200	21,79	1,28E+06	4,19E+04
BOL09-34	sands	49°09'27,22"	97°49'51,50"	1871	160	21,79	1,40E+06	6,22E+04
BOL09-35	sands	49°09'27,22"	97°49'51,50"	1871	140	21,79	1,35E+06	1,32E+05
BOL09-36	sands	49°09'27,22"	97°49'51,50"	1871	75	21,79	1,48E+06	4,67E+04
BOL09-37	sands	49°09'27,22"	97°49'51,50"	1871	37	21,79	not processed	not processed
BOL09-38	sands	49°09'27,22"	97°49'51,50"	1871	10	21,79	not processed	not processed
BOL09-39	river sands	49°09'27,22"	97°49'51,50"	1871	0	21,79	3,07E+06	1,33E+05

Table 1: Sampling informations and ^{10}Be concentrations. Production rate are calculated using the stone equations (Stone, 2000) in the cosmocalc software (Vermeesch, 2007).

Sample information	% Water content ^a	K (%) ^b	U (ppm) ^b	Th (ppm) ^b	Cosmic dose ^c additions (Gy/ka)	Total Dose Rate (Gy/ka)	Equivalent Dose (Gy)	n ^d	Age (ka) ^e	Age (ka) ^f
BOL09-1	1 (19)	3.54 ± 0.18	1.29 ± 0.12	5.07 ± 0.25	0.28 ± 0.02	5.02 ± 0.14	144 ± 10.1	-	-	38.1 ± 5.77
BOL09-11	1 (19)	2.83 ± 0.12	0.95 ± 0.12	4.51 ± 0.23	0.28 ± 0.02	4.17 ± 0.12 3.41 ± 0.07	20.98 ± 0.63 17.59 ± 0.76	- 7(10)	- 5.16 ± 0.25	6.36 ± 0.54 -
BOL09-18	1 (18)	2.82 ± 0.08	1.13 ± 0.11	5.99 ± 0.24	0.29 ± 0.02	4.42 ± 0.10 ^f	70.30 ± 4.68	-	-	20.74 ± 2.91
BOL09-20	3 (24)	2.29 ± 0.07	1.11 ± 0.15	4.94 ± 0.22	0.28 ± 0.02	3.95 ± 0.10	20.98 ± 0.63	-	-	5.32 ± 0.43 [*]
BOL09-21	5 (25)	2.92 ± 0.14	0.97 ± 0.13	4.81 ± 0.29	0.28 ± 0.02	4.46 ± 0.14 3.63 ± 0.11	21.22 ± 1.82 12.35 ± 0.21	- 12 (26)	- 3.41 ± 0.12	4.76 ± 0.87 [*] -
BOL09-22	1 (13)	2.82 ± 0.08	1.13 ± 0.11	5.99 ± 0.24	0.29 ± 0.02	4.32 ± 0.13 3.46 ± 0.10	8.94 ± 0.36 8.39 ± 0.25	- 15 (20)	- 2.43 ± 0.10	2.56 ± 0.26 -

^a Field moisture, with figures in parentheses indicating the complete sample saturation %. Ages calculated using approximately 15% of saturation values if Holcene, and 50% if Pleistocene.

^b Analyses obtained using laboratory Gamma Spectrometry (low resolution NaI detector).

^c Cosmic doses and attenuation with depth were calculated using the methods of Prescott and Hutton (1994).

^d Number of replicated equivalent dose (De) estimates used to calculate the mean. Figures in parentheses indicate total number of measurements made including failed runs with unusable data.

^e Dose rate and age for fine-grained 250-180 um quartz sand. =Linear + exponential fit used on age, errors to one sigma.

^f Feldspar from fine-grains of 4 to 11 microns, as a check on quartz. Exponential fit used for equivalent dose. Errors one sigma. Fade tests indicate 6% correction. * no fading

Table 2: Luminescence results for the Mongolia samples.

3.1.Genepi Site (98.32°E)

Offsets of alluvial surfaces

The Genepi site is located in an area where the Bulnay Fault traverses an alluvial plain at the base of the Bulnay range (Figure 3). There, a stream channel incising an alluvial surface is offset for several tens of meters (Figure 11). The 1905 surface rupture through this area is composed of en echelon mole tracks and tension gashes. A small lake occupies a depression formed within an extensional step-over zone between two small branches of the Bulnay fault. An alluvial surface (S1) that formed across the fault is incised by an active stream channel.

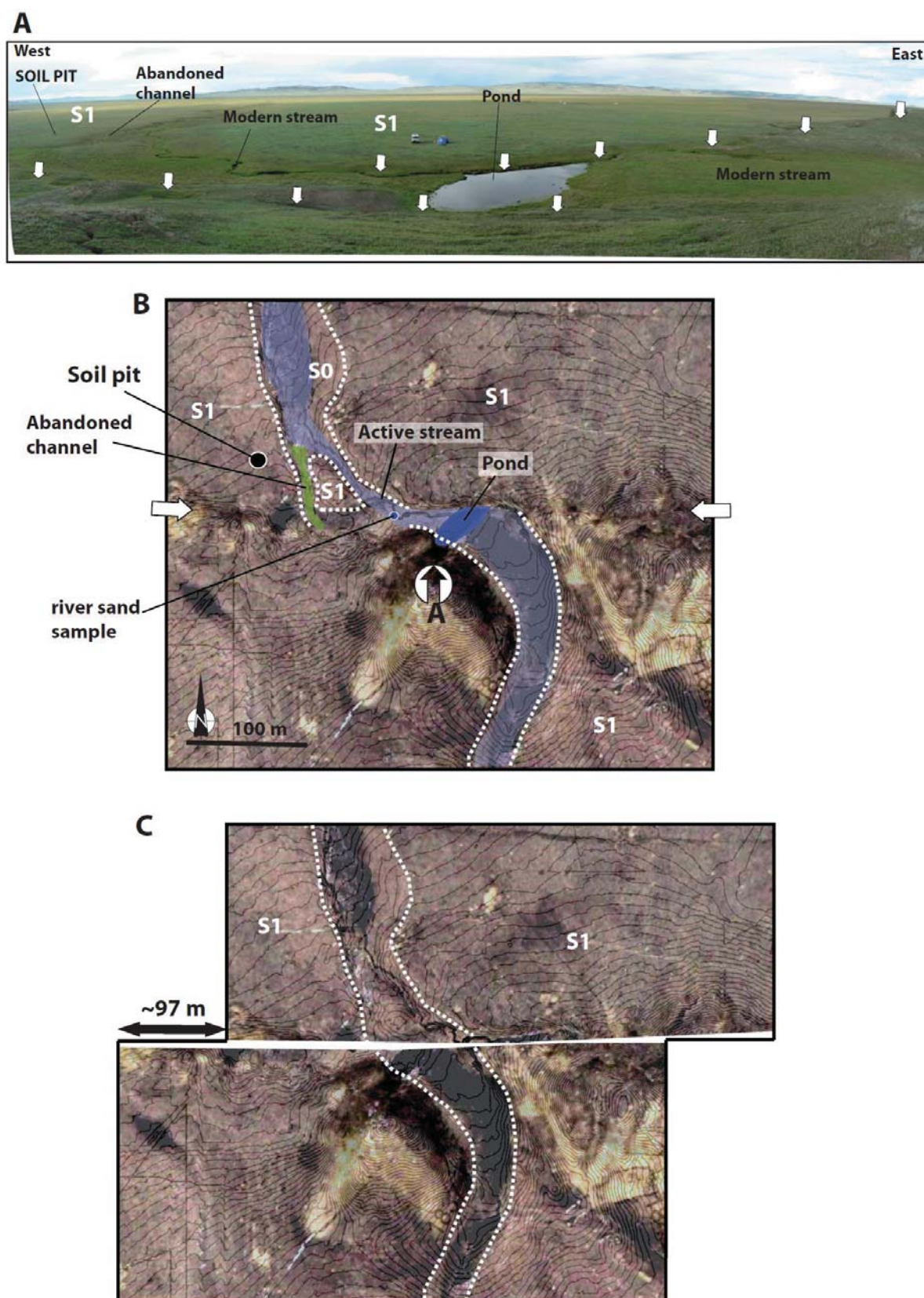


Figure 11: Morphotectonic interpretations at Genepi site. A) Panorama looking south, with a general view of the Genepi area. B) Google earth imagery combined with digital elevation model and morphotectonic interpretations. The white dashed lines show the risers on both sides of the river that we used as piercing lines. The blue area represents the stream incision in both sides of the fault zones. C) Reconstruction of the initial position of the channel defining a cumulative displacement of ~ 95 m.

The morphology of S1 is flat with rare remnant pebbles staying above the surface. On the south side of the fault, the stream is blocked by an upstream-facing scarp and flows into the small lake. North of the fault, a small remnant of the S1 surface is preserved within the stream incision. North of the fault, the western riser of this remnant S1 surface corresponds to an abandoned branch of the stream, when the eastern riser corresponds to a channel which is still active. To estimate the cumulative offset we used the piercing points corresponding to the both side of the riser between S1 and the surface stream and measured the true offset using the digital elevation model. We measured a cumulative displacement of 96.5 ± 11 m for the best fit corresponding to similar width for the incision within the S1 surface and channels well connected in both sides. Using the cumulative offset for the stream incision and the age of the S1 surface, we estimated a minimum slip rate.

In order to collect samples, we excavated a soil pit (~ 2.1 m depth) within the western part of the alluvial fan surface north of the fault (Figures 11 and 12).

Dating markers

To determine the age of S1 surface, we analysed ^{10}Be concentrations of sand samples collected from the depth profile and we also analysed the feldspar component of one luminescence sample. We collected sand samples for ^{10}Be dating between the top and the base of the profile. In parallel, one sample for luminescence dating was collected within the matrix of unit 1 at 50 cm depth. Two surficial samples made of amalgamated pebbles were also collected in the western S1 alluvial surface (BOL09-1) and in the eastern S1 alluvial surface (BOL09-2). To analyse the ^{10}Be concentrations from the river basin to estimate the inheritance, we collected a sand sample from the active stream bed north of the fault (Figure 11).

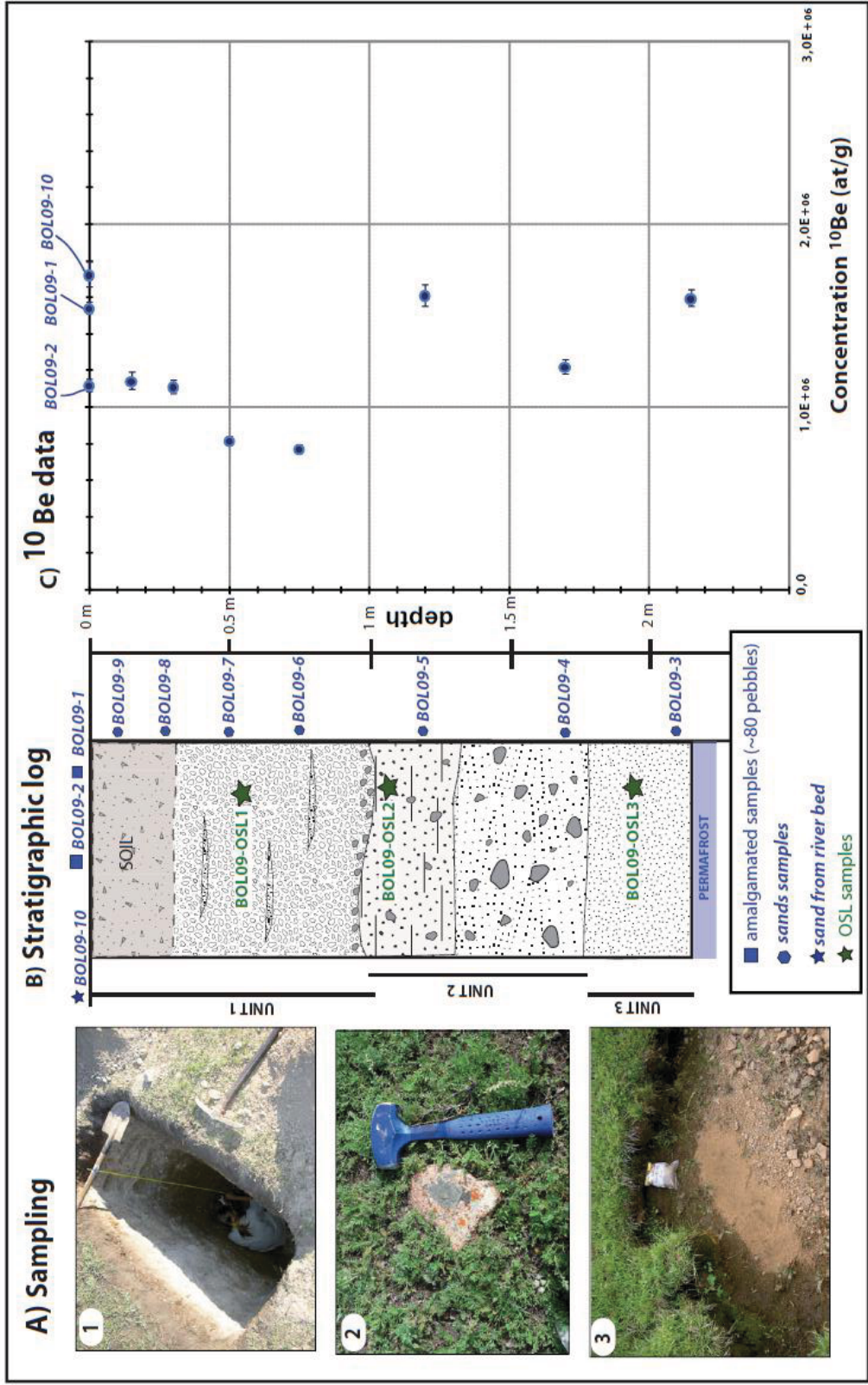


Figure 12: Sampling and results of ^{10}Be concentrations within the S1 profile at Genepi (see location in Fig. 11). A) Field photographs of the soil pit (1), a pebble staying above the S1 surface used for the amalgamated surficial samples (2) and materials from the active river bed (3). B) Stratigraphic log of the profile and locations of ^{10}Be (blue) and IRSL samples (green stars). The depth profile is defined by a black-brown soil formation with organic materials and roots (30 cm wide) located at the top of unit (1) formed by numerous clastic pebbles in a sandy brown matrix. We also observed channel deposits with inter-bedded stratification in this unit. At ~ 100 cm depth, we observed a layer of rounded clastic pebbles suggesting that the base of unit 1 is erosive. A second unit (2) has been identified, between 100 cm and 180 cm depth, with normal graded bedding evolving from clastic cobbles in a coarse sandy matrix to clastic pebbles in a sandy-clay matrix. A third unit (3) has been identified between 180 cm and 210 cm depth formed by rare clastic pebbles in a coarse sandy matrix, presenting non negligible moisture. At the base of this unit we exposed permafrost at a depth of 2.2 m. C) Results of ^{10}Be concentrations in the Genepi depth profile.

Figure 12C shows the ^{10}Be concentrations for S1 surface, the ^{10}Be concentration in the river sands, and also the distribution of ^{10}Be concentrations at depth. The ^{10}Be surface concentrations are 1.54 ± 0.03 Mat/g and 1.12 ± 0.03 Mat/g for BOL09-1 and BOL09-2, respectively. The ^{10}Be concentration for the river sand is 1.72 ± 0.07 Mat/g showing higher concentrations within the river basin than within the S1 surface. This concentration may be explained by long exposition time of the material to cosmogenic radiations. This long time of exposure may be explain by the trapping of the sand material in the sag pond formed by the lake in south side of the fault, before to be evacuated recently within the stream channel in the north.

The depth profile shows a decrease in ^{10}Be concentrations from 1.14 ± 0.05 Mat/g at a depth of 15 cm to 0.77 ± 0.02 Mat/g at a depth of 75 cm. Below 75 cm, the ^{10}Be concentrations then increase to 1.61 ± 0.06 Mat/g at 120 cm depth and decrease again to 1.22 ± 0.04 Mat/g at 170 cm depth. The deepest sample, at 2.1 m, has a ^{10}Be concentration of 1.59 ± 0.05 Mat/g. The ^{10}Be concentrations do not show a continuous exponential decrease at depth, but instead show an evolution in three stages that match the variation in stratigraphy that we observed in the soil pit.

We use a chi-squared inversion to minimize the difference between observed and modelled ^{10}Be data, with the denudation and the inheritance H_0 free to vary, assuming a density of 2.3 g/cm^3 . Analysing the ^{10}Be concentrations from unit (1) using the chi-squared inversion, the best fit yields an age of 39.1 ± 2.1 ka with a denudation rate of 0.8 m/Ma and no inheritance (Figure 13). Using Infrared Stimulated Luminescence (IRSL) we dated sample (BOL09-OSL1) collected at 50 cm depth in the soil pit within the sandy matrix of unit 1. We determined an age of 38.1 ± 5.7 ka after applying a fading correction of $6 \pm 0.5 \%$, following Auclair et al. (2003) and Lamothe and Huntley (2006). This result is in agreement with the ^{10}Be age determined using the chi-squared inversion.

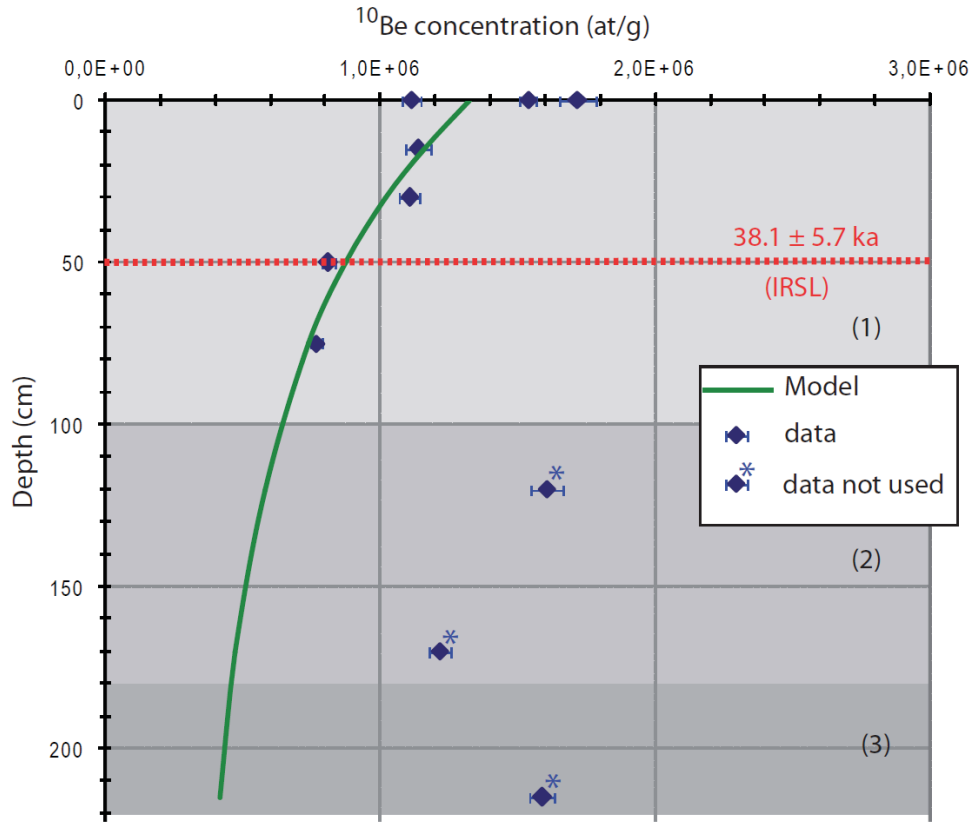


Figure 13: ^{10}Be depth profiles with ^{10}Be concentrations (blue dots) and the best fit (green curves) for the chi-squared inversion using the samples from unit 1. The red dashed line represents the depth collection of the luminescence sample with the IRSL reported.

Estimating slip rate

Dividing the observed stream offset (96.5 ± 11 m) by the ^{10}Be age of the surface (39.1 ± 2.1 ka) and the IRSL age of the surface (38.1 ± 5.7 ka), yields consistent slip rate values of 2.5 ± 0.5 mm/yr and 2.6 ± 0.7 mm/yr, respectively.

3.2.Armoise site (97.85°E)

Estimating offsets of alluvial surfaces

The Armoise Creek site is located ~ 35 km west of the Genepi site. There, the 1905 surface rupture is a relatively simple, single fault trace that traverses a pair of stepped terraces (S1 and S0) incised by an active stream (Figure 14). On the east side of the stream, the riser between S1 and S0 surfaces is well preserved and is left-laterally displaced. Using the piercing lines corresponding to the top of the risers S0/S1 in both sides of the stream incision, we measured a cumulative displacement of 20.0 ± 5.0 m using the digital elevation model that we produced from our RTK survey. To estimate a minimum slip rate we used the offset of the riser between the S0/S1 surfaces and the age of the S1 surface.

In order to collect samples to date the surface, we excavated a soil pit (~ 2.1m depth) within the eastern surface S1 south of the fault (Figure 14). We identified two main stratigraphic units in the profile (Figure 15).

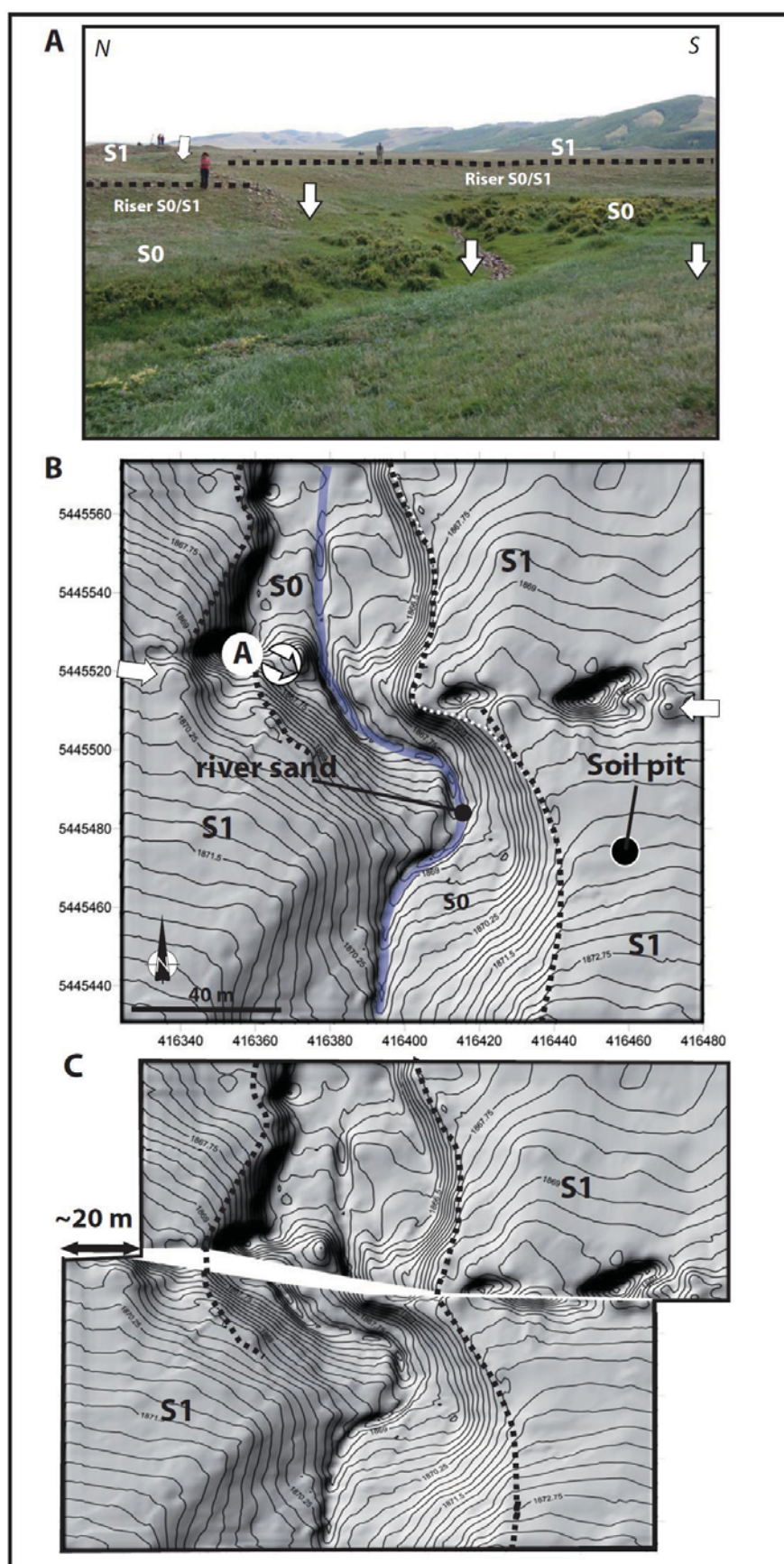


Figure 14: Morphotectonic interpretations at the Armoise site. A) Field photography looking east, with a general view of the Armoise area. The black dashed lines define the piercing lines corresponding to the top of the S0/S1 riser. B) Digital elevation model of the study area with the piercing lines represented by the black dashed lines used to measure the cumulative offset. C) Reconstruction of the initial position of the stream channel incision defining a cumulative displacement of ~ 20 m.

Dating markers

Within the soil pit, we collected amalgamated samples composed of sub-angular pebbles and sand samples for ^{10}Be dating. This sampling strategy allowed us to compare the ^{10}Be concentrations in the amalgamated pebbles with the sands in the same depth profile. We also collected two surficial samples composed of amalgamated pebbles from the S1 surface for ^{10}Be dating. To determine the inheritance within the river basin we collected one sand sample from the active stream (Figure 14). In parallel, we collected two samples for luminescence dating at 50 cm and 200 cm depth, and also marmot bones, from the base of the debris flow at a depth of 2.1 m for ^{14}C analysis (Figure 15).

Figure 15C shows the ^{10}Be concentrations for S1 surface samples, the river sand, and the distribution of ^{10}Be concentrations within the two profiles at depth. The ^{10}Be surface concentrations are 3.70 ± 0.11 Mat/g and 1.11 ± 0.06 Mat/g and for BOL09-26A and BOL09-26B, respectively and the ^{10}Be concentration in the river sand is 3.07 ± 0.13 Mat/g (BOL09-39). The two depth profiles show no clear decrease in ^{10}Be concentrations at depth. The mean ^{10}Be concentration of amalgamated pebbles is ~ 0.93 Mat/g while the mean ^{10}Be concentration of sands is ~ 1.37 Mat/g. The difference of ~ 0.45 Mat/g in ^{10}Be concentrations between pebbles and sands may be explained by the fact that the dose of irradiation received by the samples depends of the particle size (e.g. Oskin et al. 2008). These results show that the samples contain mostly inherited ^{10}Be concentrations and were abandoned in their present position only recently.

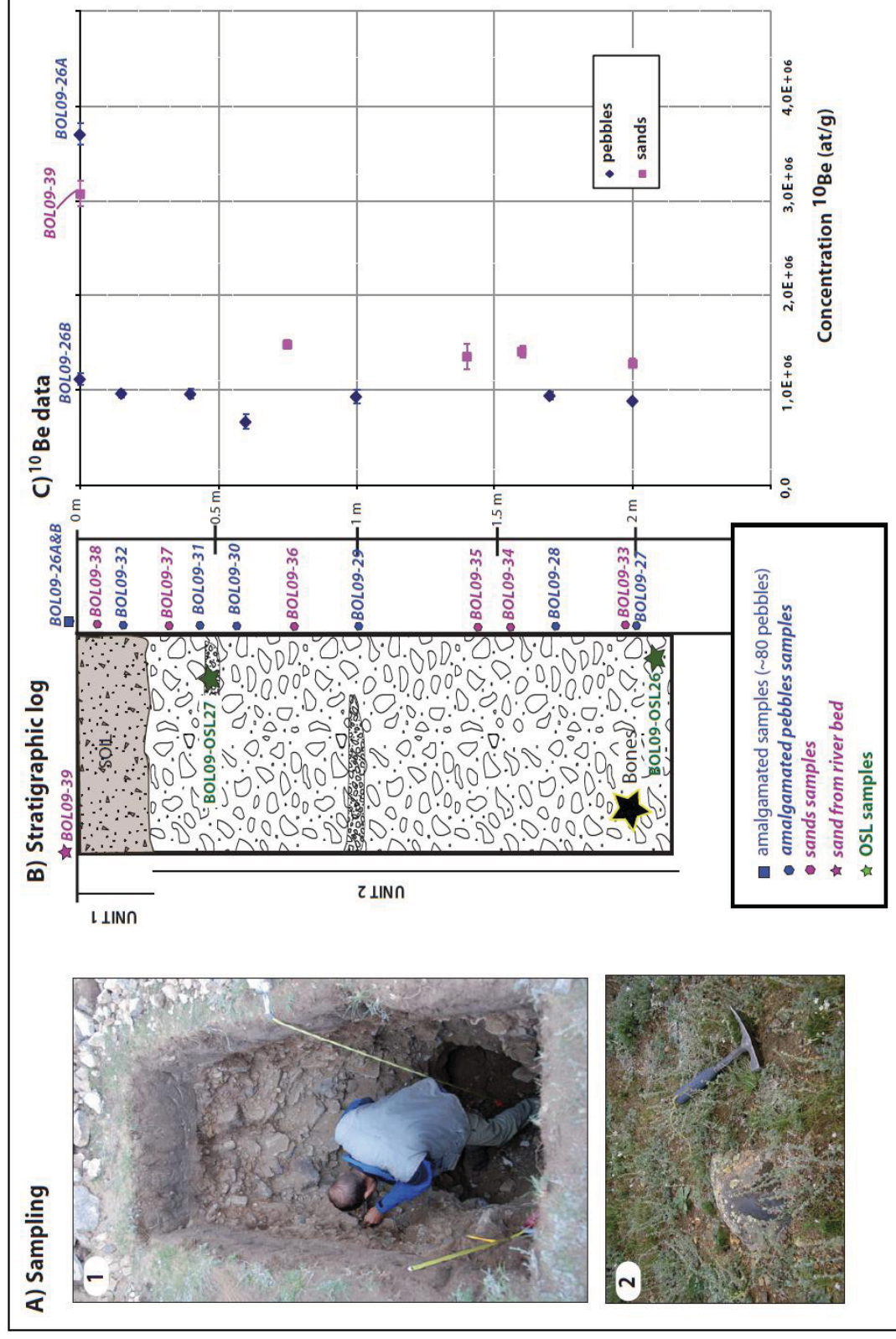


Figure 15: Sampling and results of ^{10}Be concentrations within the S1 profile at Armoise (see location in Fig. 16). A) Field photographs of the soil pit (1), the pebbles staying above the S1 surface used for the amalgamated surface samples (2). B) Stratigraphic log of the profile and locations of ^{10}Be amalgamated pebbles (blue), ^{10}Be amalgamated sands (purple) and IRSL samples (green). The black star is for the location of marmot bones. The first unit is a brown sandy soil horizon with organic materials with a thickness of ~30 cm. Unit 2 is an unstratified debris flow containing sub-angular quartzite pebbles (5 to 15 cm in diameter) in a coarse sandy matrix. C) Results of ^{10}Be concentrations for the Armoise pebbles samples (blue diamonds) and sands samples (purple squares).

The samples from the depth profile, the surficial samples and the river sand sample show large differences in ^{10}Be concentrations. For example, the surficial sample BOL09-26A and the river sand sample BOL09-39 show high ^{10}Be concentrations ($> 3.0 \text{ Mat/g}$) compared to the ^{10}Be concentrations within the two depth profiles ($< 1.5 \text{ Mat/g}$). These results imply that these two samples have a more complex history prior to deposition, and we therefore consider these samples as outliers. However, the surficial BOL09-26B sample has a similar ^{10}Be concentration to that of the pebble samples within the depth profile. Taken all of these results, we propose to estimate an age for S1 surface by subtracting the ^{10}Be concentration at depth (BOL09-27: $0.88 \pm 0.03 \text{ Mat/g}$) from the ^{10}Be concentration for the surficial sample (BOL09-26B: $1.11 \pm 0.06 \text{ Mat/g}$). The difference in the ^{10}Be concentrations between these two samples is estimated at $0.23 \pm 0.09 \text{ Mat/g}$. This would yield a minimum age of $10.7 \pm 1.6 \text{ ka}$ for the S1 surface, assuming no erosion.

Estimating slip rate

To estimate a slip rate we use the offset of $20.0 \pm 5.0 \text{ m}$ for the riser S0/S1 divided by the age of $10.7 \pm 1.6 \text{ ka}$, yielding a slip rate of $1.9 \pm 0.8 \text{ mm/yr}$.

3.3. Pine Creek site (97.36°E)

The Pine Creek site is located ~30 km west of the Armoise site where the Bulnay fault traverses a mountainous area (Figure 3). At this site alluvial fan deposits are displaced across the fault zone at the outlet of a small catchment incised in the massif. The alluvial fan surface S1 is incised by a stream that is left-laterally offset 18.0 ± 0.5 m (see section 2.2, Figure 16). We excavated a soil pit into the S1 surface near the fault zone, in which two fine sand units interbedded with alluvial gravels are exposed and correspond to the alluvial fan stratigraphy (Figure 17).

Dating markers

We collected sand samples within the depth profile, and one surficial sample composed of amalgamated pebbles, for ^{10}Be dating. In parallel, we collected one sample for luminescence dating at 45 cm depth, and one charcoal sample at 120 cm depth within unit 1.

Figure 17C shows the ^{10}Be concentrations for surface S1 and the distribution of ^{10}Be concentrations at depth within the profile. The ^{10}Be concentration of the surface sample, BOL09-17, is 0.86 ± 0.04 Mat/g but the profile shows no clear decrease in ^{10}Be concentrations at depth, and the mean ^{10}Be concentrations of the sands sample is around 0.78 Mat/g. As shown for the Armoise Creek site, these results indicate that the ^{10}Be concentrations within the profile are dominated by the inherited component, implying the deposits are young. Subtracting the ^{10}Be concentration at depth (BOL09-12; $0.79 \pm ?$ Mat/g) from the ^{10}Be concentration for the surface sample, yields a ^{10}Be concentration of 0.07 ± 0.04 Mat/g. Assuming no erosion, this provides a minimum age of 5.9 ± 3.5 ka for the alluvial fan surface.

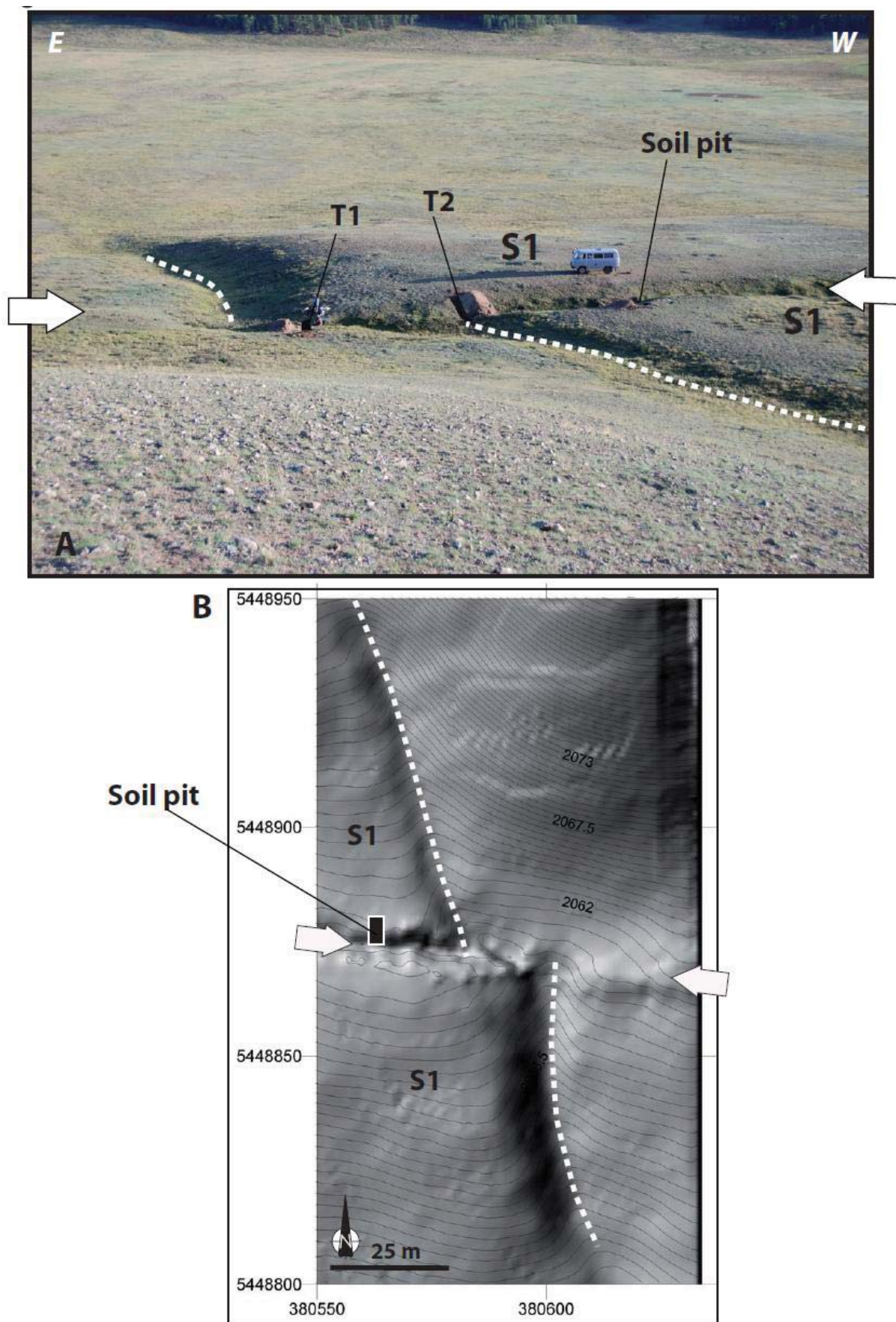


Figure 16: Morphotectonic interpretations at the Pine Creek site. A) Field photography looking south, with a general view of the Pine Creek area. The white dashed lines are for the piercing lines corresponding to the axe of the stream channel. B) Digital elevation model of the study area with the piercing lines corresponding to axe of channel in withe black lines.

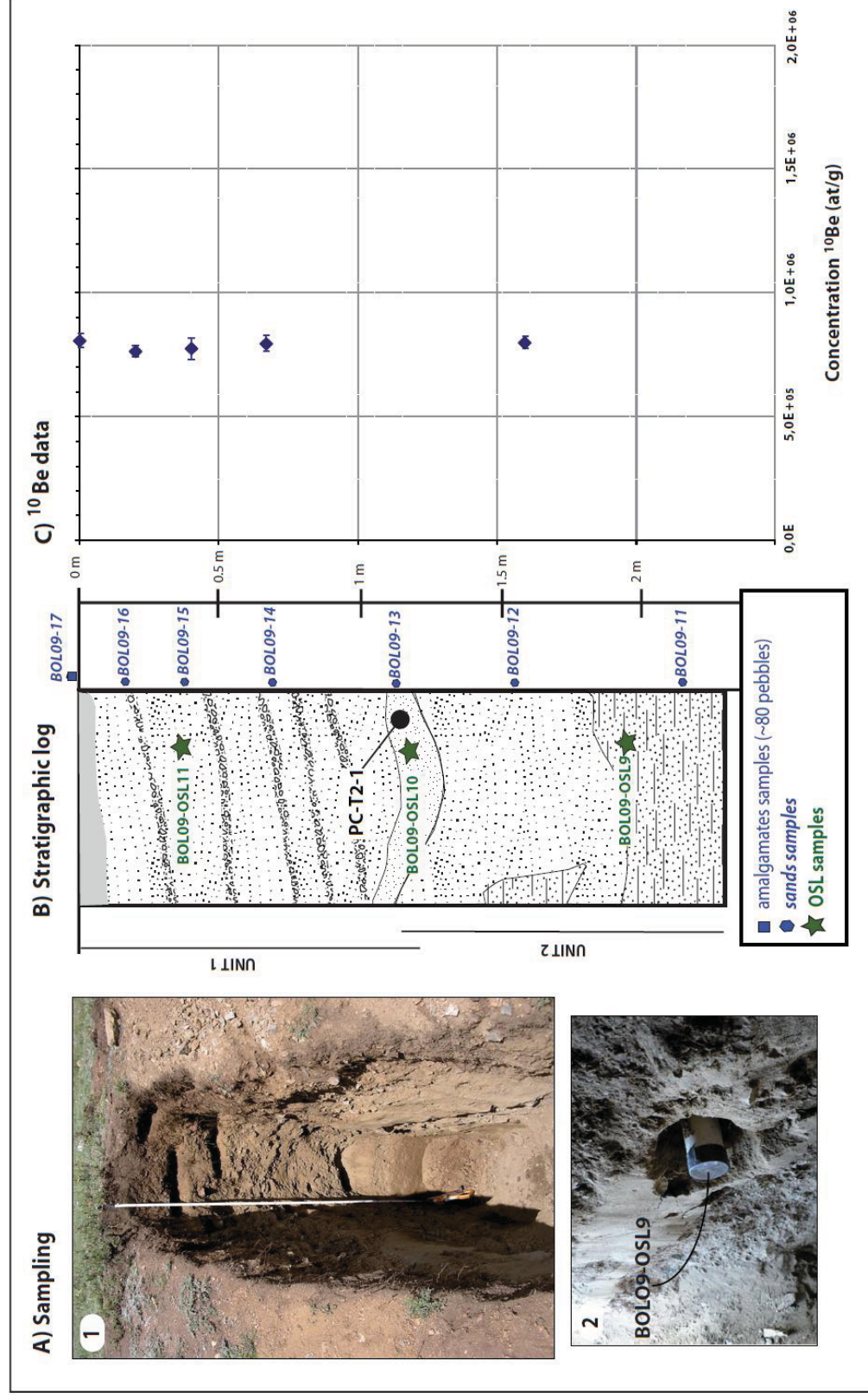


Figure 17: Sampling and results of ^{10}Be concentrations within the S1 profile at Pine Creek (see location in Fig. 16). A) Field photographs of the soil pit (1), and IRSL sample collection in the fine sands of unit 2 (2). B) Stratigraphic log of the profile and locations of ^{10}Be (blue) and IRSL samples (green). C) Results of ^{10}Be concentrations for the Pine Creek samples.

Using Infrared Stimulated Luminescence (IRSL) we dated sample (BOL09-OSL11) collected at 45 cm depth in the soil pit within the sandy matrix of unit 1. We determined an age of 6.36 ± 0.54 ka after applying a fading correction of 6 ± 0.5 %, following Auclair et al. (2003) and Lamothe and Huntley (2006), in agreement with the ^{10}Be age.

Estimating slip rate

To estimate the slip rate we used the offset of 18.0 ± 0.5 m for the offset channel divided by the ^{10}Be age of 5.9 ± 3.5 ka, yielding a poorly constrained slip rate of 3.05 ± 1.6 mm/yr. Using the IRSL age of 6.36 ± 0.54 ka, we calculate a slip rate of 2.8 ± 0.3 mm/yr.

3.4. Snow Creek site (97.27°E)

The Snow Creek site is located ~7 km west of the Pine Creek site, where the Bulnay fault traverses across alluvial surfaces and is expressed as a series of mole tracks and tension gashes (Figure 18). The morphology of the alluvial surfaces is flat with no large boulders standing above the surfaces. Based on the interpretation of aerial photographs, we identified a stream incised into the oldest S1 surface that is left-laterally displaced across the fault zone. This piercing line is highlighted by snow cover on the east-facing slope of the channel in the aerial photography (Figure 18B). In order to have an accurate estimate of the cumulative displacement, we surveyed the topography using a kinematic GPS. Combining the aerial photography and the digital elevation model, allowed us to distinguish better the offset riser for which we measured an offset of 55.1 ± 4.2 m.

We excavated a soil pit into the S1 surface north of the fault (Figure 18). Within the depth profile we identified four distinct depositional units (Figure 19).

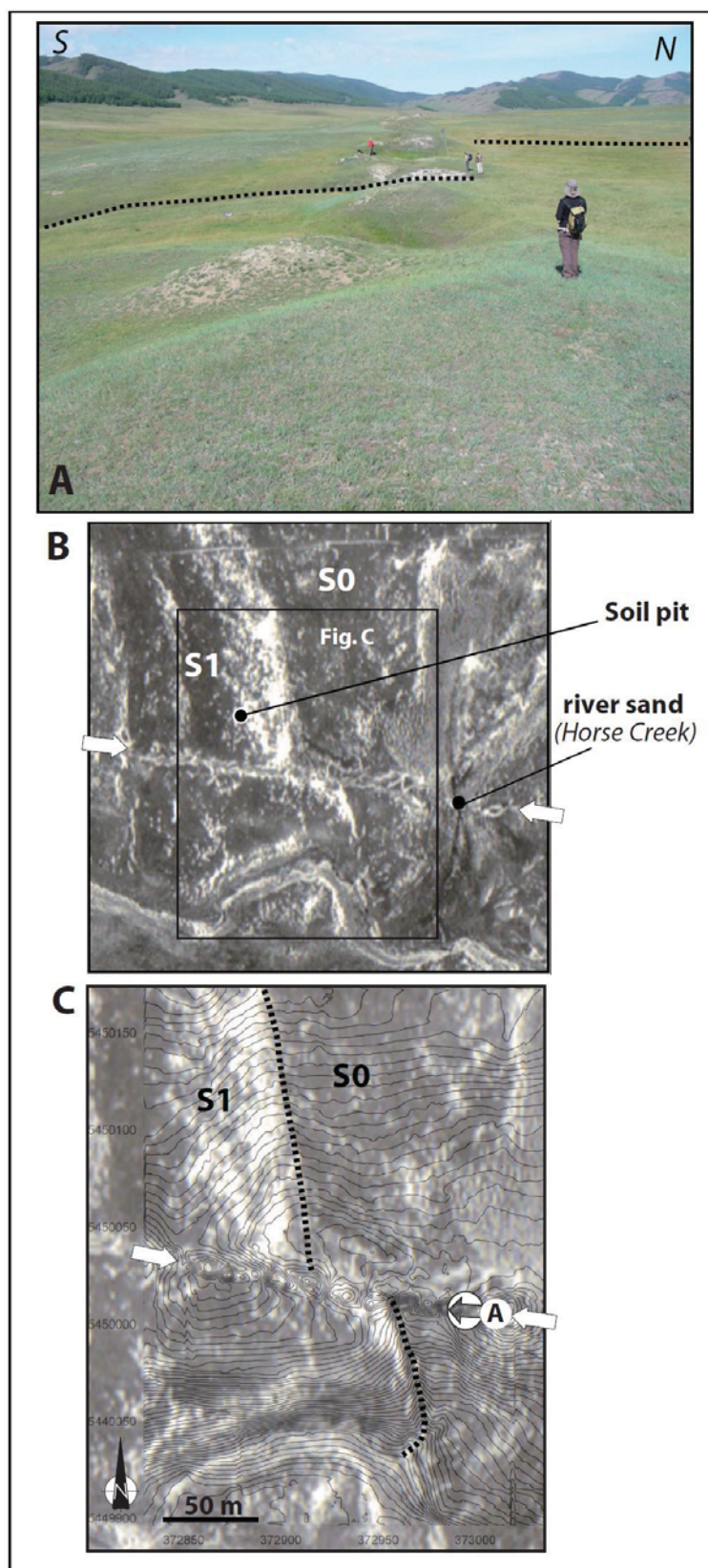


Figure 18: Morphotectonic interpretations at the Snow Creek site. A) Field photography looking west, with a general view of the Snow Creek area. The black dashed lines show the piercing lines corresponding to the bottom of the S0/S1 riser or the stream axes within S0 surface. B) Aerial photography of the site. Note that the snow underlines the riser or the stream. C) Aerial photography combined with the digital elevation model and the piercing lines used to define the cumulative displacement of the stream (black dashed lines).

Dating markers

For ^{10}Be dating, we collected a surficial sample (BOL09-25) composed of ~80 granitic pebbles from the S1 surface, and one sample of river sand from the active stream at the Horse Creek site, which drains the same catchment. We also collected sand samples within the depth profile, to analyse the distribution of ^{10}Be concentrations at depth. In parallel, we collected one sample for luminescence dating from the matrix of units (2) at 40 cm depth.

The ^{10}Be concentration for the surficial sample (BOL09-25) is 0.18 ± 0.006 Mat/g and the ^{10}Be concentration for the river sand (BOL09-24) is 1.17 ± 0.04 Mat/g. Figure 19C shows that the sand sample from unit 1 (BOL09-23 collected at 5 cm depth) has a ^{10}Be concentration of 2.20 ± 0.04 Mat/g, while the sand sample from unit 2 shows a higher ^{10}Be concentration of 2.56 ± 0.05 Mat/g (BOL09-22, collected from 25 cm depth). The concentration decreases to 2.03 ± 0.04 Mat/g (BOL09-21, at 50 cm depth). The sand samples of unit 3 and 4 show a decrease in ^{10}Be concentrations from 1.58 ± 0.03 Mat/g (83 cm) to 1.26 ± 0.02 Mat/g (220 cm). The distribution of ^{10}Be concentrations appears to be strongly dependent on stratigraphy, and it is therefore difficult to interpret the ^{10}Be distribution to estimate an age (Figure 20). Indeed, the three main sequences of deposition may have independent exposure and erosion processes before deposition. However, the ^{10}Be concentration at 220 cm depth is in the same range (~1.2 Mat/g) as the river sands sample collected at Horse Creek site, which implies that these two samples represent the inheritance of the materials from the river basin (e.g. Oskin et al. 2008).

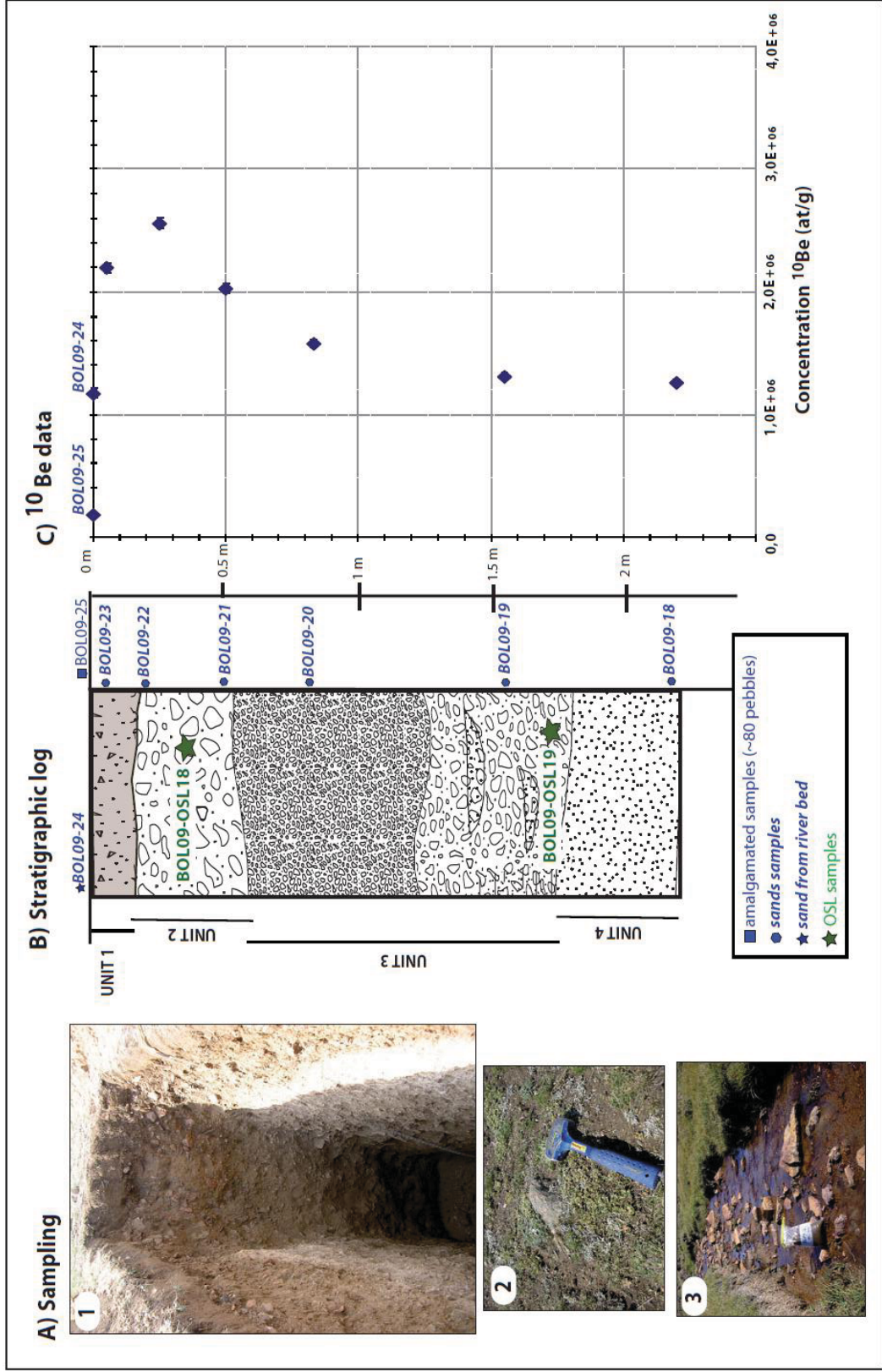


Figure 19: Sampling and results of ^{10}Be concentrations within the S1 profile at Snow Creek (see location in Fig. 20). A) Field photographs of the soil pit (a), the pebbles staying above the S1 surface used for the amalgamated surface samples (b) and materials from the active river bed. B) Pedologic log of the profile and locations of ^{10}Be (blue) and IRSL samples (green). A brown soil (1) containing organic materials and roots (20 cm wide) is located at the top of unit (2), which consists of poorly stratified pebbles, in a fine sandy matrix. Between ~60 cm and ~180 cm depth, we observed a third unit (3) with normal graded bedding evolving from cobbles in a coarse sandy matrix to small pebbles (< 4 cm) in a sandy matrix. Between ~180 cm and ~230 cm depth a fourth unit (4) is observed, formed by coarse sands with rare pebbles. C) Results of ^{10}Be concentrations for the Snow Creek samples.

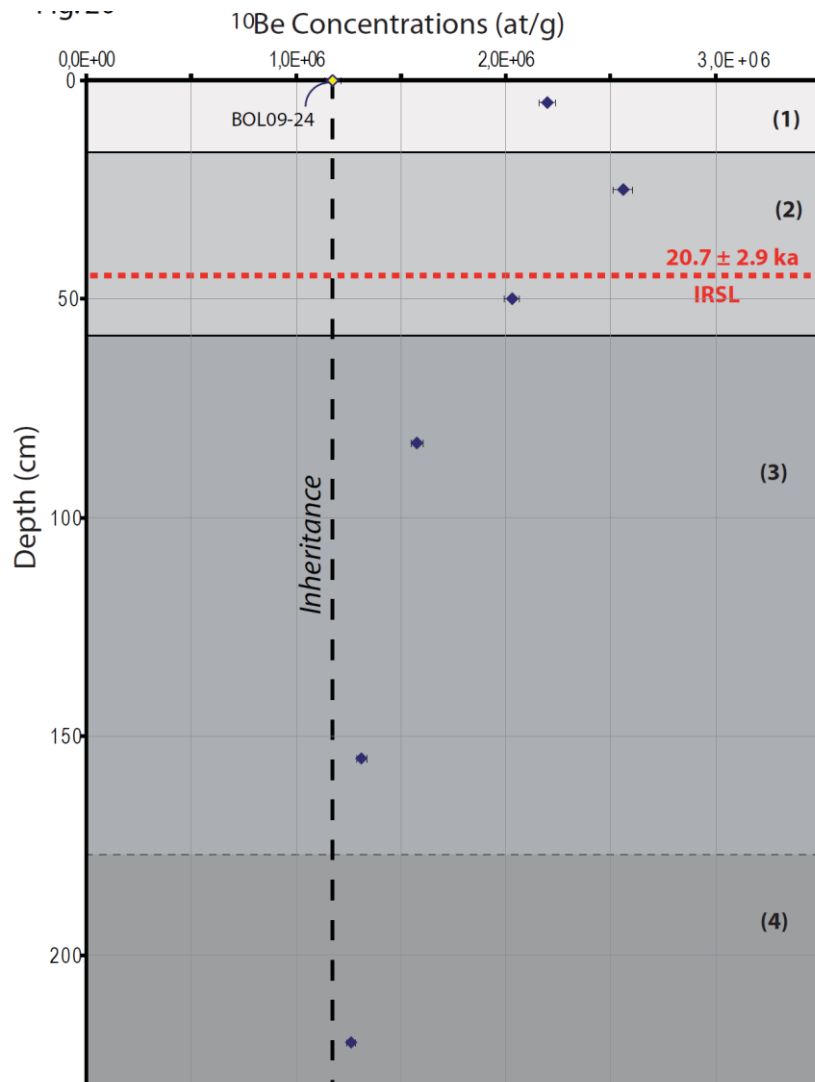


Figure 20: Distribution of ^{10}Be concentrations at depth with the different stratigraphic units reported in gray colors. We can observe that the distribution of the ^{10}Be concentrations is strongly dependent to the deposited units. The red dashed line show the location of the luminescence sample collected in the profile and yielding, after IRSL analyses, an age of 20.7 ± 2.9 ka, and the black dashed line represents the inherited ^{10}Be concentration for this profile. Note that this ^{10}Be concentration is similar to the ^{10}Be concentration for the BOL09-24 sample.

Using Infrared Stimulated Luminescence (IRSL) we analysed the BOL09-OSL18 sample collected at 45 cm depth. After applying a fading correction of 6 ± 0.5 %, we calculate an age of 20.7 ± 2.9 ka for this sample, which we use to approximate the age of the S1 surface.

Estimating slip-rate

Dividing the cumulative offset of 55.1 ± 4.2 m by the IRSL age of 20.7 ± 2.9 ka, yields a slip rate of 2.7 ± 0.6 mm/yr at Snow Creek site.

3.5. Geological slip rates along the Bulnay Fault

The geological slip rates along the Bulnay Fault, east to west are estimated to 2.5 ± 0.5 mm/yr, 1.9 ± 0.8 mm/yr, 2.8 ± 0.3 mm/yr and 2.7 ± 0.6 mm/yr at Genepi, Armoise Creek, Pine Creek and Snow Creek sites, respectively. These geological slip rates are in agreement with the modern slip rate of ~ 2.6 mm/yr estimated by geodetic measurements (e.g. Calais et al., 2003).

4. Paleoseismological investigations at Pine Creek

To develop a chronology for the pre-1905 rupture history and to investigate the recurrence times of large earthquakes along the Bulnay Fault, we carried out paleoseismological investigations at Pine Creek site. As shown in the previous sections, a small stream is incised into the alluvial fan surface at the Pine Creek site and is offset 18 ± 0.5 m, representing at least two earthquakes. We opened a trench (trench 1) across the fault zone within the displaced stream channel (Figure 16). The trench was hand excavated and the walls were logged with a grid of 50 cm x 50 cm at a scale of 1:10. We collected samples for luminescence and radiocarbon dating to bracket the ages of the prehistoric ruptures (Tables 2 and 3). Trench T1 exposed stratified alluvial deposits that underlie the S1 fan surface (units 110-120) and younger, post-fan channel deposits (units 60-90), all of which are offset. The fault zone is about 1.5m wide, and is made up of several distinct faults (Z1 to Z5). The logs of the two walls of trench 1 show evidence for three events, two of which, including the 1905

surface rupture, occurred since the incision of the alluvial fan surface, and one of which occurred during the late stages of fan accumulation, prior to incision.

Fig. 21

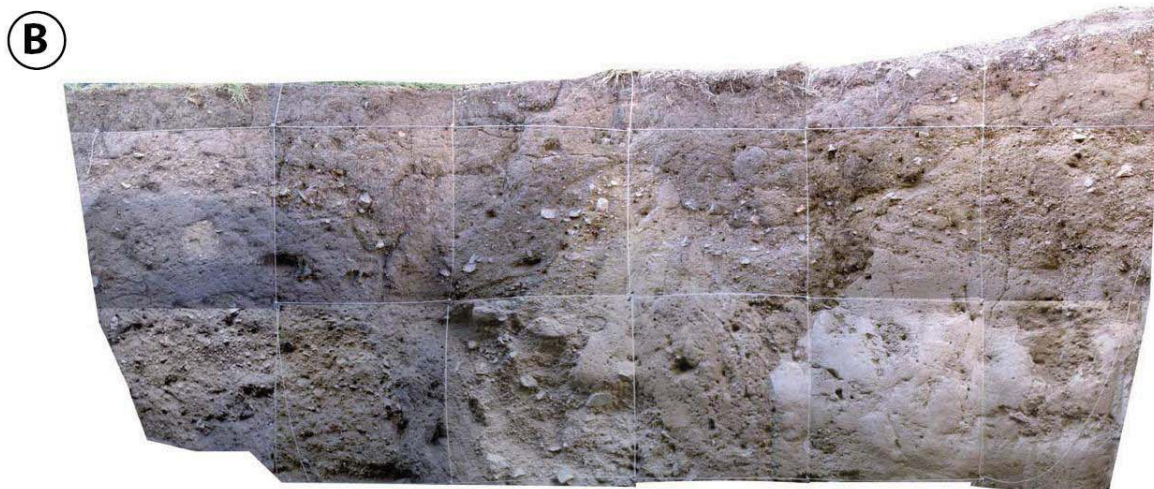
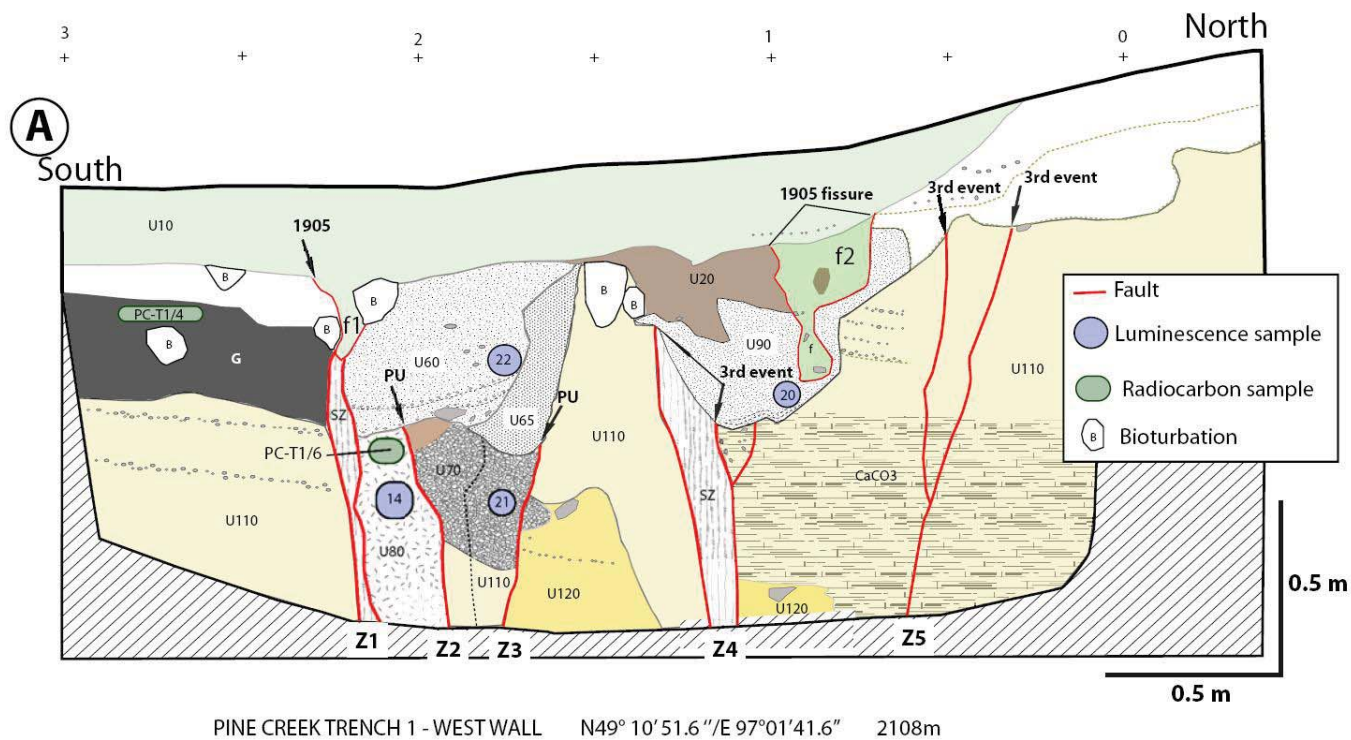


Figure 21: A) Paleoseismological log interpretation for the west wall of the Pine Creek Trench 1, with fault zones represented by the red lines. Radiocarbon and luminescence sampling locations are reported. B) Mosaic photographs showing the exposed west wall.

Fig. 22

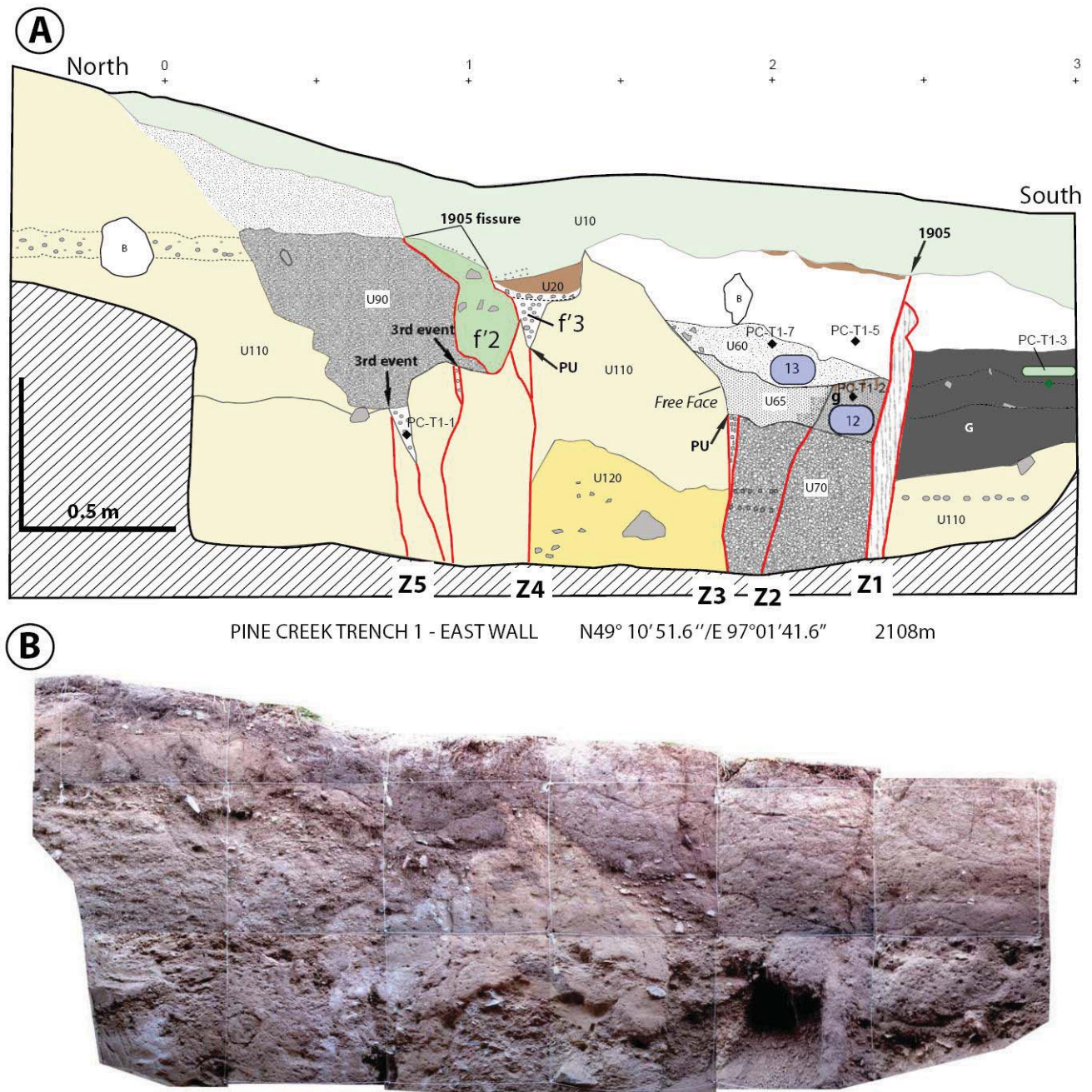


Figure 22: A) Paleoseismological log interpretation for the east wall of the Pine Creek Trench 1. B) Mosaic photographs showing the exposed east wall.

Evidence for the 1905 event: In the western wall, the 1905 event is well expressed below the undeformed unit 10, an organic-rich unit containing sub-rounded pebbles in an unsorted dark-gray silty matrix, corresponding to deposition since the 1905 event. Near the southern end of the trench, the Z1 shear zone breaks all units older than unit 10, and is associated with a fissure (f_1) that has been filled by the material of unit 10 (Figure 21). We also identified the upward termination of fault Z1 below unit 10 on the eastern wall (Figure 22). This Z1 fault zone juxtaposes different units due to left-lateral slip during the most recent earthquake, which we presume to be the 1905 event. A second fissure (f_2) associated with the 1905 earthquake is exposed near the northern end of the western wall, and is filled with colluvium that includes fragments of the organic-rich unit 20, which we interpret to represent the ground surface in 1905. In the opposite wall, a fissure (f'_2) containing chunks of the 1905 organic-soil 20 is also observed near the northern end.

Evidence for the penultimate earthquake (event 2): The penultimate earthquake is well observed between the Z1 and Z3 faults. In the two walls, faults Z2 and Z3 break the fan deposits and overlying unit 70, but do not break unit 65 or younger units. The upward fault terminations of Z2 and Z3 are overlain by units 65 and 60, which are coarse, sandy channel deposits associated with the offset stream. These deposits filled the depression created between the free faces formed during the penultimate earthquake within the alluvial fan unit 110 and the former ground surface g (Z3 and Z2 faults, Figure 22).

The alluvial fan deposits 110-120 are in fault contact with an organic-rich, sandy clay deposit (unit 80) along the Z1 fault, and with loose, clast-supported fluvial gravel (unit 70) along the Z3 fault (Figure 21). Along the Z2 fault, units 70 and 80 are also in fault contact. Across the Z3 fault, the alluvial fan deposits 110-120 of the eastern wall are in fault contact with the gravelly unit 70, which represents the post fan-incision stream. Additional evidence

for the penultimate event is found at the top of the Z4 fault where a fissure filled by unsorted loose granules is overlain by a remnant piece of the pre-1905 ground surface (unit 20). We interpreted this feature as a fissure (f_3) formed during the penultimate earthquake.

These observations suggest that the penultimate earthquake occurred after fan incision because it disrupts the channel deposits that are incised into the fan deposits, and the left-lateral motion displaced units along fault zone Z1-Z2-Z3, which was subsequently incised and filled by the younger coarse stream deposits of units 65 and 60. This channel was subsequently faulted during the 1905 event along the Z1 fault.

Evidence for the third event (event 3): We found evidence for a third earthquake near the north end of the trench, where we identified upward terminations of fault zones Z4 and Z5, in both walls (Figures 21 and 22). In the western wall, these two faults break the alluvial fan deposits (unit 110) but do not offset unit 90, the coarse channeled stream corresponding to the oldest post-fan channel deposit (Figure 21). In the eastern wall, the third event is well expressed near the north end of the wall where upward fault terminations and fissures filled by granules are exposed beneath the stream deposits of unit 90. We interpret that unit 90 formed after the third event and represents the beginning of stream incision into the alluvial fan surface (S1). This stream incision was subsequently offset twice, during the penultimate and the 1905 earthquakes, consistent with our interpretation of the morphology of the stream offset presented in sections 2.2 and 3.3.

Samples ID	Material	Ages BP	Ages cal BP	Reason of collect
<i>PC-T1-1</i>	Charcoal in unit 110 - east wall	7845± 40	8660 ± 115	Age of alluvial fan – predating the third event
<i>PC-T1-2</i>	Charcoal in unit <i>g-east wall</i>	3955± 30	4400 ± 50	Predating the penultimate event
<i>PC-T1-4</i>	Charcoal in unit <i>G-west wall</i>	3415± 30	3650 ± 70	Predating the penultimate event
<i>PC-T1-6</i>	Charcoal in unit 80-west wall	2965 ± 30	3150 ± 90	Predating the penultimate event
<i>PC-T1-7</i>	Charcoal in unit 60-east wall	4240 ± 35	4830 ± 20	Postdating the penultimate event

Table 3: Un-calibrated and calibrated Radiocarbon ages at Pine Creek site using the “Calib Radiocarbon Calibration Program” (Reimer et al., 2009).

Bracketing the timing of past events: We collected luminescence samples, in the western wall, within the sandy matrix of unit 60 (BOL09-22), and within the coarse matrix of unit 70 (BOL09-21) in order to bracket the timing of the penultimate earthquake. Analyses of these samples provide ages that bracket the penultimate earthquake between 2.43 ± 0.10 ka and 3.41 ± 0.12 ka. We also collected two bulk samples for radiocarbon dating, one in the paleo-soil G (PC-T1/6) and one in the sandy organic-rich unit 80 (PC-T1/4). Unit G corresponds to the soil unit above the fan deposits that are incised by the channel and offset twice. These bulk samples pre-date the penultimate event, and radiocarbon analyses yield ages of 3,060-3,250 cal BP and 3,580-3,720 cal BP for PC-T1/6 and PC-T1/4, respectively. In parallel, we also collected charcoal samples, in the eastern wall, for radiocarbon dating within the sandy unit 60 (PC-T1-7) and within the organic-rich unit g (PC-T1-2). Radiocarbon dating yield ages of 4,650-4,680 cal BP and 4,350-4,450 cal BP for PC-T1-7 and PC-T1-2, respectively. These two radiocarbon samples are not in stratigraphic order, but comparing the radiocarbon age of PC-T1-7 with the luminescence age of BOL09-22, also collected within the unit 60 from the west wall, we believe that sample PC-T1-7 is reworked.

To post-date the third event, we collected a luminescence sample (BOL09-20) in the western wall, within the sandy matrix of unit 90, which yielded an age of 5.32 ± 0.43 ka. Note that the alluvial fan deposits were dated at 6.36 ± 0.54 ka by IRSL analyses in section 3.3. We also collected a charcoal sample (PC-T1-1) in the eastern wall, within the fissure created at the top of the Z5 fault in the alluvial fan deposits 110. Note that the material within the fissure corresponds to reworked sediments from the alluvial fan 110 during the third event. Radiocarbon dating yields an age of 8,540-8,770 cal BP and pre-dates the timing of the third earthquake and would also correspond to age of fan deposition.

From the observations and dating of both walls, we interpret that an earthquake occurred during the late stages of alluvial fan accumulation, about 6-8 ka. The fan surface was

subsequently abandoned and incised, and channel unit 90 was deposited around ~ 5.3 ka. Additional incision occurred, establishing the currently active stream channel. The gravels of unit 70 were deposited at this time. Another earthquake occurred, offsetting this channel, between 2.43 ± 0.10 ka and 3,060-3,250 cal BP. Subsequently, channel deposits units 65 and 60 formed, and were offset during the 1905 earthquake, for a cumulative slip post fan incision of 18 ± 0.5 m.

Recurrence intervals for large earthquakes: At Pine Creek, we interpret three earthquakes since the late stages of deposition of the alluvial fan, two of them occurred post-fan abandonment and incision. Combining the luminescence and the radiocarbon dating, we bracket the age of the two last events prior to 1905 in each trench (Figure 23).

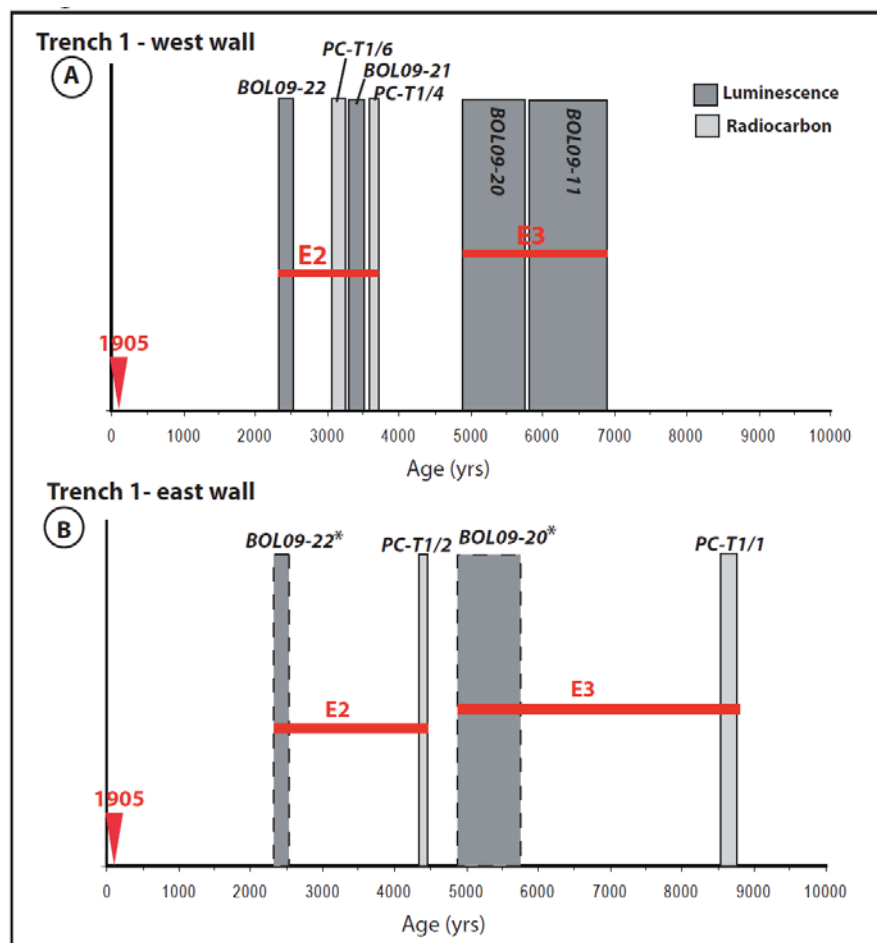


Figure 23: Luminescence and radiocarbon dating of the Pine Creek Trench 1 reported in a graph showing the time axis. The bars show the timing corresponding to the age estimates with their uncertainties. The red lines represent the timing where the past earthquakes may have occurred.

We then calculate recurrence intervals between large earthquakes. Taking into account the ages of samples BOL09-22, PC-T1/6, BOL09-20, and BOL09-11, we calculate minimum and maximum intervals between earthquakes. The minimum interval between the 1905 earthquake and the penultimate earthquake is 2.33 ka and the maximum interval is 3.25 ka, yielding a mean interval of 2.79 ± 0.46 ka. The minimum interval between the penultimate and the third earthquakes is 1.62 ka and the maximum interval is 4.55 ka, yielding a mean interval of 3.08 ± 1.46 ka. The two mean recurrence intervals are similar and combining these two mean values, we estimate a mean recurrence interval of 2.82 ± 0.19 ka.

5. Discussion

5.1. Surface pattern and slip distribution

General surface faulting of the Bulnay fault

The surface rupture of the 1905 Bulnay earthquake is clearly observed along a 375-km-long section of the Bulnay fault, with a complex faulting pattern that is a few meters to a few hundred meters wide. . The surface rupture is typically expressed as a series of right-stepping *en echelon* cracks and fault segments, with tension gashes oblique to the fault zone. Our morphological observations suggest that the surface rupture pattern depends strongly on the lithology of the deposits and rocks crossed by the fault near the surface.

Estimates for the 1905 co-seismic slip

Along different sections of the Bolnay fault, we re-estimated the 1905 co-seismic offset at four sites that range in length from 8.5 m to 9.2 m, with a mean value of 8.9 ± 0.6 m, using the digital elevation models constructed from our RTK surveys. Our estimates show that the horizontal slip is constant along the eastern part of the Bulnay fault and that those

estimates are smaller than the previous estimates of ~ 11 m reported by Khil'ko et al.(1985) and Baljynnam et al. (1993). At Pine Creek, we estimated an offset of 18 ± 0.5 m, a slip twice larger than the 1905 earthquake. This result suggest that characteristic slip occurs along the Bulnay fault, as has been suggested by previous studies along the Bogd Fault in the south of Mongolia, where the 1957 Gobi-Altaï earthquake occurred (Kurushin et al., 1997; Rizza et al., submitted), along the Fuyun fault (Etchebes et al., 2010), or along other great surface ruptures in the world (Schwartz et al., 1984; Rubin and Sieh, 1997; Klinger et al., 2003; Haibing et al., 2005). This implies also that earthquakes of similar magnitude ($M > 8$) may have occurred along the Bulnay Fault in the past.

5.2. Dating alluvial surfaces combining ^{10}Be and luminescence samples

We estimated the ages of the alluvial surfaces at four sites, using ^{10}Be and luminescence dating techniques. Earlier work applying both cosmogenic and luminescence dating techniques to alluvial surfaces has been reported by DeLong and Arnold (2007), Gillespie et al.(2008), Le Dortz et al. (2009), Nissen et al. (2009a), Nissen et al., (2009b). Our sampling strategy for ^{10}Be dating included collecting amalgamated pebbles on the alluvial surfaces ($n > 80$) to estimate the surface age exposure, modern river sands to estimate the inheritance in the river basin, and depth-profile samples to estimate denudation rates and inheritance prior to deposition. In parallel, we collected luminescence and radiocarbon samples to provide independent age controls. We found that the surface samples typically yielded a large range of ^{10}Be concentrations, showing that the history of pebbles is complex and may not represent the true exposure ages. The sand samples collected within the active streams yielded high ^{10}Be concentrations involving a long period of trapping before transport in the river bed, as shown at Genepi and Armoise sites. This may be explained by the relatively low relief of the topography within the alluvial plains ($\sim 1.9^\circ$), causing an increase in the time of transport within the basin, and by the presence of lakes and sag ponds along the

fault zone that act as sediment traps. Using depth profiles, we are able to determine a well-constrained age in cases where the surface has a sufficient exposure time permitting decrease in ^{10}Be concentrations at depth because the profiles are dominated by the inherited ^{10}Be component for young surface age exposure (Armoise and Pine Creek sites). It is interesting to note that the comparison of ^{10}Be concentrations between pebbles and sands within the depth profile shows that sands have higher ^{10}Be concentrations than pebbles, which may due to grain-size dependent inheritance (e.g. Oskin et al., 2008). However, the ^{10}Be concentrations in our depth the profiles typically do not show a continuous exponential decrease at depth, but instead show an evolution in stages that appear to correlate with observed variations of the stratigraphy reported in the soil pits, suggesting a ^{10}Be distribution that is strongly dependent on the stratigraphic units. Integrating the detailed stratigraphic logs allowed us to refine the choices of ^{10}Be concentrations for our age estimates, and more accurately reflects the complex depositional history of the alluvial units underlying the surfaces. In this study we show that luminescence and radiocarbon dating provide an essential independent control for surface age estimates, especially for young surfaces and surfaces underlain by relatively thin depositional units that have accumulated in depositional pulses separated by long periods of non-deposition.

5.3.Slip rate and recurrence times along the Bulnay fault

Slip rates and tectonic implications

Combining ^{10}Be and IRSL dating with cumulative offset analyses along the Bulnay fault allows us to estimate the first geological slip rate over the late Pleistocene and Holocene periods. Our estimates yield horizontal slip rates of 2.6 ± 0.7 mm/yr, 1.9 ± 0.8 mm/yr, 2.7 ± 0.6 mm/yr, and 2.8 ± 0.3 mm/yr, respectively to Genepi, Armoise, Snow Creek, and Pine Creek sites. These results yield slip rates, for the eastern segment of the Bulnay fault, in

agreement with the present-day slip rate of 2.6 ± 1 mm/yr estimated using geodetic measurements across the fault (Calais et al., 2003), implying that of the average slip rate has remained constant over the past 50 ka (Figure 25). Assuming this slip rate of ~ 2.8 mm/yr is constant over longer periods and using the largest left-lateral cumulative displacement of ~ 4 km measured across the Yambi Mountains, we extrapolated the onset of the left-lateral movement of the Bulnay fault at ~ 1.4 Ma. This onset for the strike-slip movement is in agreement with the onset estimated between ~ 1 and ~ 2 Ma along the Jid and Har-Us-Nuur faults in the Altay range (Walker et al., 2006; Nissen et al., 2009b). The ~ 2.8 mm/yr left-lateral slip rate suggests that the Bulnay fault accommodates more than 60% of the ~ 4 -5 mm/yr shortening between the Gobi-Altay and the Siberian platform (Calais et al., 2003).

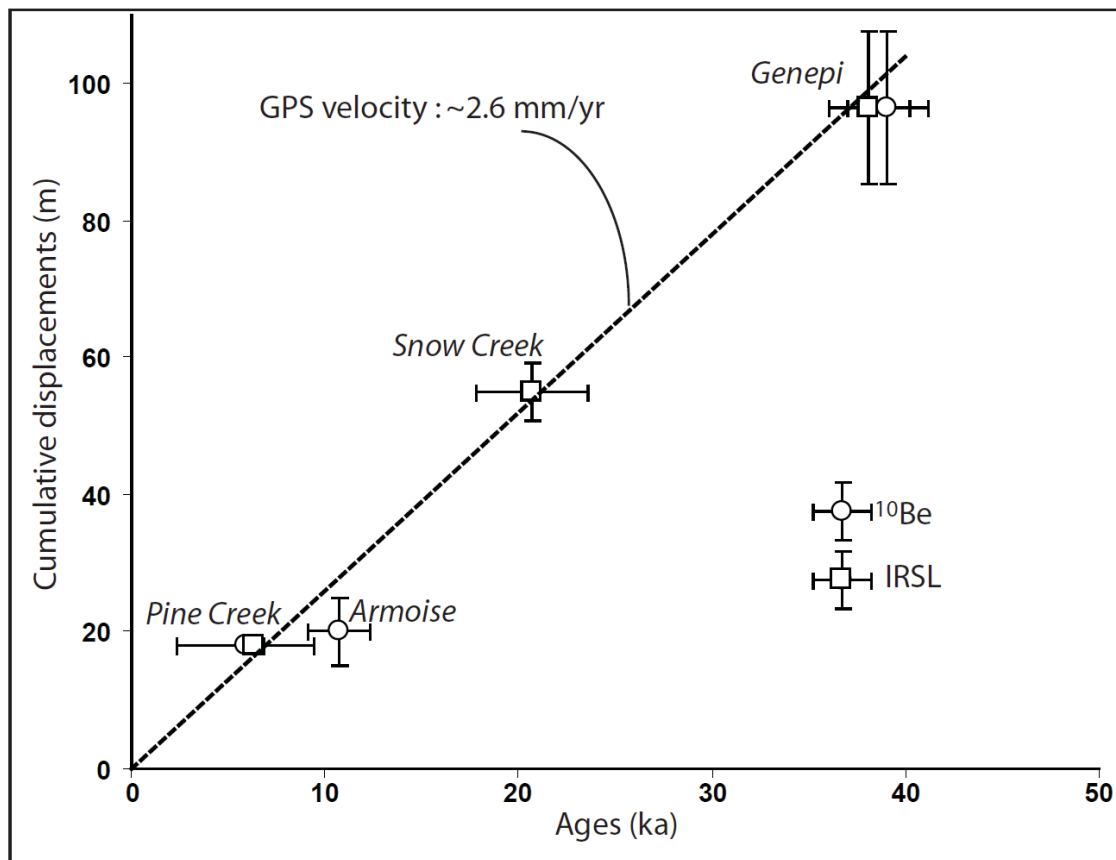


Figure 25: Results of age estimates for the alluvial surfaces dated with ^{10}Be samples (open dots) and IRSL samples (open squares), reported in a graph with their corresponding cumulative offsets. The black dashed line show the slip rate of ~ 2.6 mm/yr estimated by Calais et al. (2003). Most of our data fit with the GPS velocity, showing that our geological slip rates are similar to geodetic slip rates.

Timing of past events and recurrence intervals

This late Quaternary slip rate of ~ 2.8 mm/yr, considered together with the mean 1905 co-seismic displacement of 8.9 ± 0.6 m, allows us to estimate mean recurrence intervals ranging from 3,000 years to 3,400 years. Paleoseismological investigations at Pine Creek show that three earthquakes, including the 1905 earthquake, have occurred since the alluvial fan deposition dated between ~ 6.4 ka and ~ 8.5 ka, based on the luminescence and radiocarbon dating respectively. The third earthquake occurred during the late stages of alluvial deposition, prior to fan abandonment and incision. A stream channel formed after the third event, and after the fan surface was abandoned, ~ 5.3 ka. Subsequent fluvial channel deposits associated with the modern stream were offset during the penultimate earthquake, and faults and fissures associated with this event were overlain by still younger channel deposits. The penultimate earthquake is bracketed between ~ 2.43 ka and ~ 3.1 ka. During the 1905 earthquake, these younger channel deposits were also displaced and the total offset of the active channel that is incised into the alluvial surface is 18 ± 0.5 m.

From the relationships exposed in the excavation, we estimate recurrence intervals of 3,000 years between the 1905 and the penultimate earthquakes and between the penultimate and the third earthquakes respectively. These results suggest that the recurrence intervals are similar. Note that the age of the penultimate earthquake is in agreement with the preliminary paleoseismological investigations reporting a penultimate event before 2,440-3,220 years near the epicenter of the 1905 Bulnay earthquake (Schwartz et al., 2009).

Characteristic earthquake model

Based on our Analysis of the displacements at Yellow Creek and Pine Creek, we suggest that characteristic slip has occurred along the eastern part of the Bulnay fault. We also show that recurrence intervals between the three last events are similar. These results suggest

that the characteristic earthquake model (Shimazaki and Nakata, 1980; Schwartz et al., 1984) is valid for the eastern part of the Bulnay fault, similar to results obtained along the Bogd fault in the Gobi-Altay range of southern Mongolia (Rizza et al., 2008; Rizza et al., submitted).

5.4. Earthquake clustering

The exceptional seismicity between 1905 and 1957 has been described as a seismic cluster involving mechanical coupling between these faults via postseismic stress transfer in a visco-elastic lower crust (Chery et al., 2001; Pollitz et al., 2003; Vergnolle et al., 2003). Along the Bogd fault, the penultimate earthquake occurred between 3.06 ka and 5.64 ka, (Rizza et al., 2008; Ritz et al., 2009; Rizza et al., submitted), when the penultimate earthquake, along the Bolnay fault, occurred between 2.43 ka and 3,150 cal BP following luminescence and radiocarbon dating, respectively. These results suggest that a cluster similar to the XX century involving the Bogd and the Bulnay faults may have occurred ~ 3.0 ka ago in Mongolia.

6. Conclusions

In this paper, geomorphological analyses carried out in the eastern part of the left-lateral strike-slip Bulnay fault provide a mean 1905 co-seismic offset of 8.9 ± 0.6 m, smaller than the previous estimates. Cumulative offsets measured at two sites suggest that characteristic slip occurs along the fault. Combining ^{10}Be and luminescence dating and analyses of large cumulative offsets of alluvial surfaces, we estimated the first geological slip rate at 2.7 ± 0.4 mm/yr over the past 50 ka, in agreement with the geodetic measurements. Assuming a constant slip rate over the Quaternary times, the onset of the strike-slip movement may have started ~ 1.4 Ma ago. Detailed study of an excavation across the fault shows that the penultimate earthquake occurred $\sim 3,000$ years ago and a third earthquake occurred $\sim 6,000$

years ago, yielding a weighted mean recurrence interval of 3,000 years. These results suggest that the Bulnay fault has produced characteristic earthquakes during the Holocene. Comparing our paleoseismological investigations along the Bogd and Bulnay faults shows that seismic clusters similar to the 20th century cluster may have occurred during the late Holocene.

Acknowledgments

This work was supported by a French INSU 3F 2009 program and the SPOT 5 imagery has been acquired with the ISIS/CNES n°101 program. We would like to acknowledge our drivers and cooker for the technical support during the field. We also would to thank D.Schwartz for providing the aerial photographs and for the paleoseismological suggestions.

REFERENCES

- Aitken, M. J. (1985). Thermoluminescence dating. *Academic Press, London*.
- Aitken, M. J. (1998). An introduction to optical dating; the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence.
- Arnold, M., Merchel, S., Bourlès, D., Braucher, R., Benedetti, L., Finkel, R. C., Aumaître, G., Gott dang, A., and Klein, M. (2010). The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: Improved performance and developments. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* **268**, 1954-1959.
- Auclair, M., Lamothe, M., and Huot, S. (2003). Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR. *Radiation Measurements* **37**, 487-492.
- Baljinnyam, I., Bayasgalan, A., Borisov, B. A., Cisternas, A., Dem'yanovich, M. G., Ganbaatar, L., Kochetkov, V. M., Kurushin, R. A., Molnar, P., Philip, H., and Vashchilov, Y. (1993). Ruptures of Major Earthquakes and Active Deformation in Mongolia and Its Surroundings. *Geological Society of America Memoir* **181**, 61.
- Bayasgalan, A. (1999). Active Tectonics of Mongolia. *PhD thesis - Univ. of Cambridge, Cambridge*, 182 pp.
- Braucher, R., Bourles, D. L., Colin, F., Oliveira, J., Vecchietto, A. B., and Anonymous. (1998). Use of in situ-produced cosmogenic (super 10) Be for the study of Brazilian lateritic soil evolution. *Mineralogical Magazine* **62A, Part 1**, 233-234.
- Braucher, R., Brown, E. T., Bourles, D. L., and Colin, F. (2003). In situ produced (super 10) Be measurements at great depths; implications for production rates by fast muons. *Earth and Planetary Science Letters* **211**, 251-258.
- Calais, E., Vergnolle, M., San'kov, V., Likhnev, A., Miroshnitenko, A., Amarjargal, S., and Déverchère, J. (2003). GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia Area (1994-2002): Implications for current kinematics of Asia. *Journal of geophysical Research* **108**, 2501-2514.
- Chery, J., Carretier, S., and Ritz, J.-F. (2001). Postseismic stress transfer explains time clustering of large earthquakes in Mongolia. *Earth and Planetary Science Letters* **194**, 277-286.
- Chmeleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K., and Jakob, D. (2010). Determination of the ¹⁰Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* **268**, 192-199.
- Cunningham, W. D. (1998). Lithospheric controls on late Cenozoic construction of the Mongolian Altai. *Tectonics* **17**, 891-902.
- DeLong, S. B., and Arnold, L. J. (2007). Dating alluvial deposits with optically stimulated luminescence, AMS (super 14) C and cosmogenic techniques, western Transverse Ranges, California, USA. *Quaternary Geochronology* **2**, 129-136.
- Etchebes, M., Klinger, Y., and Tapponnier, P. (2010). High-Resolution satellite imagery mapping of the Ms 7.9, 11 August 1931 Fuyun earthquake, Northern Xinjiang, China. *Geophysical Research Abstracts* **12**, EGU2010-9620-1.
- Florensov, N. A., and Solonenko. (1965). The Gobi-Altai earthquake. *V.P., editors*, 424 p.
- Gillespie, A. R., Burke, R. M., Komatsu, G., and Bayasgalan, A. (2008). Late Pleistocene glaciers in Darhad Basin, northern Mongolia. *Quaternary Research* **69**, 169-187.
- Grunert, J., Lehmkuhl, F., and Walther, M. (2000). Paleoclimatic evolution of the Uvs Nuur Basin and adjacent areas (western Mongolia). *Quaternary International* **65-66**, 171-192.
- Haibing, L., van der Woerd, J., Tapponnier, P., Klinger, Y., Qi, X., Yang, J., and Zhu, Y. (2005). Slip rate on the Kunlun Fault at Hongshui Gou, and recurrence time of great events comparable to the 14/11/2001, Mw approximately 7.9 Kokoxili earthquake. *Earth and Planetary Science Letters* **237**, 285-299.

- Hanks, T. C., and Kanamori, H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research* **84**, 2348-2350.
- Huntley, D. J., and Lamothe, M. (2001). Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Canadian Journal of Earth Sciences = Revue Canadienne des Sciences de la Terre* **38**, 1093-1106.
- Khil'ko, S. D., Kurushin, R. A., Kochetkov, V. M., Misharina, L. A., Mel'nikova, V. I., Gileva, N. A., Lastochkin, S. V., Balzhinnyam, I., and Monkhood, D. (1985). Zemletryaseniya i osnovy seismicheskogo rayonirovaniya Mongolii. Earthquakes and seismic regionalization of Mongolia.
- Klinger, Y., Sieh, K., Altunel, E., Akoglu, A., Barka, A. A., Dawson, T. E., Gonzalez, T., Meltzner, A. J., and Rockwell, T. K. (2003). Paleoseismic evidence of characteristic slip on the western segment of the North Anatolian Fault, Turkey. *Bulletin of the Seismological Society of America* **93**, 2317-2332.
- Korschinek, G., Bergmaier, A., Faestermann, T., Gerstmann, U. C., Knie, K., Rugel, G., Wallner, A., Dillmann, I., Dollinger, G., Lierse von Gostomski, C., Kossert, K., Maiti, M., Poutivtsev, M., and Remmert, A. (2010). A new value for the half-life of ¹⁰Be by Heavy-Ion Elastic Recoil Detection and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* **268**, 187-191.
- Kurushin, R. A., Bayasgalan, A., Olziybat, M., Enhtuvshin, B., Molnar, P., Bayarsayhan, C., Hudnut, K. W., and Lin, J. (1997). The surface rupture of the 1957 Gobi-Altay, Mongolia, earthquake.
- Lang, A. (1994). Infra-red stimulated luminescence dating of Holocene reworked silty sediments. *Quaternary Science Reviews* **13**, 525-528.
- LeDortz, K., Meyer, B., Sébrier, M., Nazari, H., Braucher, R., Fattahi, M., Benedetti, L., Foroutan, M., Siame, L., Bourlès, D., Talebian, M., Bateman, M. D., and Ghoraishi, M. (2009). Holocene right-slip rate determined by cosmogenic and OSL dating on the Anar fault, Central Iran. *Geophysical Journal International* **179**, 700-710.
- Li, H., van der Woerd, J., Tapponnier, P., Klinger, Y., Qi, X., Yang, J., and Zhu, Y. (2005). Slip rate on the Kunlun Fault at Hongshui Gou, and recurrence time of great events comparable to the 14/11/2001, Mw approximately 7.9 Kokoxili earthquake. *Earth and Planetary Science Letters* **237**, 285-299.
- Molnar, P., and Deng, Q. (1984). Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in central and eastern Asia. *Journal of Geophysical Research* **89**, 6203-6227.
- Molnar, P., and Tapponnier, P. (1977). The collision between India and Eurasia. *Scientific American* **236**, 30-41.
- Murray, A. S., Marten, R., Johnson, A., and Martin, P. (1987). Analysis for naturally occurring radionuclides at environmental concentrations by gamma spectrometry. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry Articles* **115**, 263-288.
- Nissen, E., Walker, R., Molor, E., Fattahi, M., and Bayasgalan, A. (2009a). Late Quaternary rates of uplift and shortening at Baatar Hyarhan (Mongolian Altai) with optically stimulated luminescence. *Geophysical Journal International* **177**, 259-278.
- Nissen, E., Walker, R. T., Bayasgalan, A., Carter, A., Fattahi, M., Molor, E., Schnabel, C., West, A. J., and Xu, S. (2009b). The late Quaternary slip-rate of the Har-Us-Nuur Fault (Mongolian Altai) from cosmogenic (super 10) Be and luminescence dating. *Earth and Planetary Science Letters* **286**, 467-478.
- Oskin, M., Perg, L., Shelef, E., Strane, M., Gurney, E., Singer, B., and Zhang, X. (2008). Elevated shear zone loading rate during an earthquake cluster in eastern California. *Geology (Boulder)* **36**, 507-510.
- Pollitz, F., Vergnolle, M., and Calais, E. (2003). Fault interaction and stress triggering of twentieth century earthquakes in Mongolia. *Journal of Geophysical Research* **108**, 14.
- Prentice, C. S., Kendrick, K., Berryman, K., Bayasgalan, A., Ritz, J.-F., and Spencer, J. Q. (2002). Prehistoric ruptures of the Gurvan Bulag fault, Gobi Altay, Mongolia. *Journal of geophysical Research* **107**, 2321-2339.

- Prescott, J. R., and Hutton, J. T. (1994). Cosmic-ray contributions to dose-rates for luminescence and ESR dating-large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements* **23**, 497-500.
- Reimer, P., Baillie, Bard, Bayliss, Beck, Blackwell, Bronk Ramsey, Buck, Burr, Friedrich, Grootes, Guilderson, Hajdas, Heaton, Hogg, Hughen, Kaiser, Kromer, McCormac, Manning, Richards, Southon, Talamo, van der Plicht, and Weyhenmeyer. (2009). IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* **51**, 1111-1150.
- Richardson, C. A., McDonald, E. V., and Busacca, A. J. (1997). Luminescence dating of loess from the Northwest United States. *Quaternary Science Reviews* **16**, 403-415.
- Ritz, J.-F., Bourlès, D. L., Brown, E. T., Carretier, S., Chéry, J., Enhtuvshin, B., Galsan, P., R.C. Finkel, Hanks, T. C., Kendrick, K. J., Philip, H., Raisbeck, G., Schlupp, A., Schwartz, D. P., and Yiou, F. (2003). Late Pleistocene to Holocene slip rates for the Gurvan Bulag thrust fault (Gobi-Altay, Mongolia) estimated with ^{10}Be dates. *Journal of geophysical Research* **108**, 2162-2178.
- Ritz, J.-F., Brown, E. T., Bourlès, D. L., Philip, H., Schlupp, A., Raisbeck, G. M., Yiou, F., and Enkhtuvshin, B. (1995). Slip rates along active faults estimated with cosmic-ray-exposure dates : Application to the Bogd fault, Gobi-Altai, Mongolia. *Geology* **23**, 1019-1024.
- Ritz, J.-F., Vassallo, R., Braucher, R., Brown, E. T., Carretier, S., and Bourlès, D. L. (2006). Using in situ produced ^{10}Be to quantify active tectonics in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia). *Geological Society of America* **415**, 87-110.
- Rizza, M., Ritz, J.-F., Braucher, R., Vassallo, R., Prentice, C., Marco, S., S., M., McGill, S., Chauvet, A., Todbileg, M., Bayanmonh, B., Demberel, S., and Bourles, D. L. (submitted). Slip rate and the slip magnitude of past earthquakes along the Bogd left-lateral strike-slip fault (Mongolia). *Geophysical Journal International*.
- Rizza, M., Ritz, J.-F., Prentice, C., Braucher, R., Vassallo, R., Schwartz, D., Marco, S., Mahan, S., Ulzibaat, M., Todbileg, M., Michelot, J.-L., and Massault, M. (2008). Age and slip distribution of past earthquakes along the Bogd fault (Mongolia). *Eos, Transactions, American Geophysical Union* **89**, pp.T21B-1959.
- Rizza, M., Ritz, J. F., Prentice, C., Schwartz, D., Braucher, R., Vassallo, R., Marco, S., S., M., Ulzibaat, M., Todbileg, M., Michelot, J., and Massault, M. (2009). Age and slip distribution of Past earthquakes along the Bogd Fault (Mongolia). *Seismological Research Letters* **80**, 358.
- Rubin, C. M., and Sieh, K. (1997). Long dormancy, low slip rate, and similar slip-per-event for the Emerson Fault, eastern California shear zone. *Journal of Geophysical Research* **102**, 15,319-15,333.
- Schlupp, A. (1996). Néotectonique de la Mongolie Occidentale analysée à partir de données de terrain, sismologiques et satellitaires. *Phd thesis - Strasbourg, University Louis Pasteur*, 172 p.
- Schlupp, A., and Cisternas, A. (2007). Source history of the 1905 great Mongolian earthquakes (Tsetserleg, Bolnay). *Geophysical Journal International* **169**, 1115-1131.
- Schwartz, D., Hecker, S., Ponti, D., Stenner, H., Lund, W., and Bayasgalan, A. (2009). The July 23, 1905 Bulnay fault, Mongolia Surface rupture. *Seismological Research Letters* **80**, 357.
- Schwartz, D. P., Bayasgalan, A., Hanks, T. C., Hanson, K., Lund, W., Prentice, C. S., Ritz, J. F., Rockwell, T. K., and Rockwell, K. (2007). Paleoseismic investigations of the 1957 Gobi-Altay surface ruptures. *50th anniversary earthquake conference commemorating the 1957 Gobi-Altay earthquake, Mongolia*.
- Schwartz, D. P., and Coppersmith, K. J. (1984). Fault behavior and characteristic earthquakes; examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. *Journal of Geophysical Research* **89**, 5681-5698.
- Schwartz, D. P., Coppersmith, K. J., and Anonymous. (1984). Fault behavior and characteristic earthquakes; examples from the Wasatch and San Andreas fault zones. *Journal of Geophysical Research* **89**, 5681-5698.
- Schwartz, D. P., Hanks, T. C., Prentice, C. S., Bayasgalan, A., Dolan, J. F., Rockwell, T. K., Molnar, P., and Hermann, R. B. (1996). The 1957 Gobi-Altay earthquake (M = 8.1); complex; long

- recurrence (?) interval faulting in the middle of a continent. *Seismological Research Letters* **67**, 54.
- Shimazaki, K., and Nakata, T. (1980). Time-predictable recurrence model for large earthquakes. *Geophysical Research Letters* **7**, 279-282.
- Siame, L., Regis, B., Bourles, D., and Anonymous. (2004). Cosmic ray exposure modeling of concentration depth-profiles; methodology and limitations. *International Geological Congress, Abstracts = Congres Geologique International, Resumes* **32, Part 2**, 923-924.
- Singhvi, A. K., Sharma, Y. P., and Agrawal, D. P. (1982). Thermoluminescence dating of sand dunes in Rajasthan, India. *Nature (London)* **295**, 313-314.
- Stone, J. O. (2000). Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research* **105**, 23,753-23,759.
- Sun, J., Li, S.-H., Han, P., and Chen, Y. (2006). Holocene environmental changes in the central Inner Mongolia, based on single-aliquot-quartz optical dating and multi-proxy study of dune sands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **233**, 51-62.
- Tapponnier, P., and Molnar, P. (1979). Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal regions. *Journal of Geophysical Research* **84**, 3425-3459.
- Vassallo, R., Ritz, J.-F., Braucher, R., and Carretier, S. (2005). Dating faulted alluvial fans with cosmogenic ¹⁰Be in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia) : climatic and tectonic implications. *Terra Nova* **17**, 278-285.
- Vassallo, R., Ritz, J.-F., Braucher, R., Jolivet, M., Carretier, S., Larroque, C., Chauvet, A., Sue, C., Todbileg, M., Bourlès, D. L., Arzhannikova, A., and Arzhannikov, S. (2007). Transpressional tectonics and stream terraces of the Gobi-Altay, Mongolia. *Tectonics* **26**.
- Vergnolle, M. (2003). Rhéologie et déformation de la lithosphère continentale : apport de mesures GPS en Asie et de modèles numériques. *Phd thesis - Nice, University Nice-Sophia Antipolis*.
- Vergnolle, M., Pollitz, F., and Calais, E. (2003). Constraints on the viscosity of the continental crust and mantle from GPS measurements and postseismic deformation models in western Mongolia. *Journal of Geophysical Research* **108**, 14.
- Vermeesch, P. (2007). CosmoCalc; an Excel add-in for cosmogenic nuclide calculations. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **71**, A1064.
- Voznesenskii, A. V. (1962). Investigations of the region of the Hangay earthquakes of 1905 in northern Mongolia (In Russian). *Materials from the Department of Physical geographical Society of the URSS*, 50 p.
- Walker, R. T., Bayasgalan, A., Carson, R., Hazlett, R., McCarthy, L., Mischler, J., Molor, E., Sarantsetseg, P., Smith, L., Tsogtbadrakh, B., and Tsolmon, G. (2006). Geomorphology and structure of the Jid right-lateral strike-slip fault in the Mongolian Altay Mountains. *Journal of Structural Geology* **28**, 1607-1622.
- Wells, D. L., and Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* **84**, 974-1002.

Chapitre IV : Variation d'activité à l'échelle d'une faille.

Exemples des failles d'Astaneh et de Tabriz (Iran)



Photographie prise en 2008 le long de l'escarpement de la faille de Tabriz

IV.1. Cadre tectonique général de l'Iran

L'Iran se situe dans un domaine continental tectonique actif se trouvant sous l'influence de la convergence Nord-Sud entre les plaques Arabie et Eurasie, et appartient à la ceinture orogénique s'étendant des Alpes aux reliefs himalayens. La formation des hauts plateaux iraniens (altitude moyenne de 1300 m) résulte de l'accrétion de plusieurs blocs et bassins qui ont été pris en étau entre l'Arabie et l'Eurasie lors de la fermeture de la Néo-Téthys (Dercourt et al., 1986; Allen et al., 2003). A la longitude de l'Alborz central (52°E), la vitesse actuelle de convergence entre ces deux plaques a été estimée à 22 ± 2 mm/an et varie d'Est en Ouest, ce qui est principalement due au mouvement de rotation anti-horaire de l'Arabie (Nilforoushan et al., 2003; Vernant et al., 2004b; Reilinger et al., 2006). En Iran, ce taux de déformation est essentiellement partitionné entre les domaines du Zagros (7 ± 2 mm/an), de l'Alborz central et du Kopet-Dag (8 ± 2 mm/an), et du Nord-Ouest Iran (8 ± 2 mm/an), présentant des grandes zones de failles décrochantes et/ou inverses (Figure IV-1).

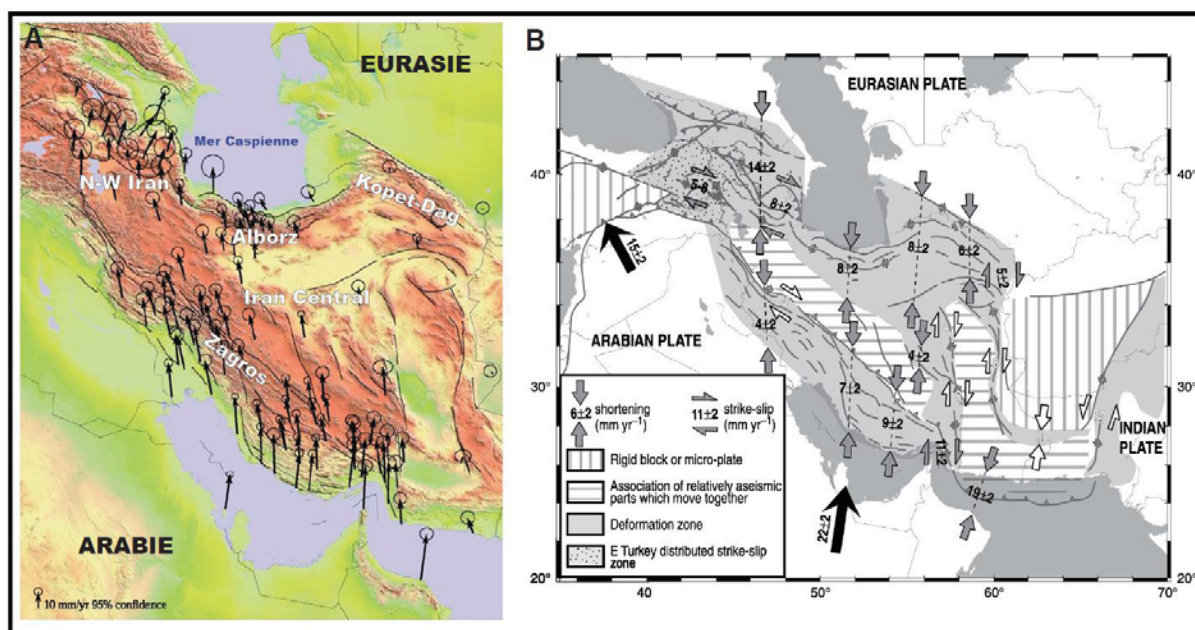


Figure IV-1 : Données géodésiques acquises en Iran. A) champs de vitesse GPS issus des travaux de Vernant et al. (2004) avec un référentiel Eurasie stable et ellipses de confiance à 95%. B) Illustration schématique des taux de déformation accumulés dans les grands domaines tectoniques actifs (d'après Vernant et al., 2004).

La sismicité iranienne se localise d'ailleurs le long de ces grands accidents tectoniques, mettant également en évidence l'existence de blocs continentaux (Figure IV-2). Cette sismicité instrumentale montre que les séismes de magnitudes $M > 6.5$ ont une profondeur de nucléation entre 0 et 30 km, avec des mécanismes aux foyers correspondants à des ruptures en failles inverses ou décrochantes (Jackson et al., 1995; Engdahl et al., 2006). Cette sismicité instrumentale est en accord avec la sismicité historique qui indique que

plusieurs centaines de séismes destructeurs ($M > 6.5$) ont été enregistrés dans les régions du Zagros, de l'Alborz, du Kopet-Dag et dans la région nord-ouest de l'Iran (Ambraseys and Melville, 1982; Berberian and Yeats, 1999). L'ensemble des données de sismicité indique donc que l'Iran est l'une des régions intracontinentales les plus actives dans le monde.

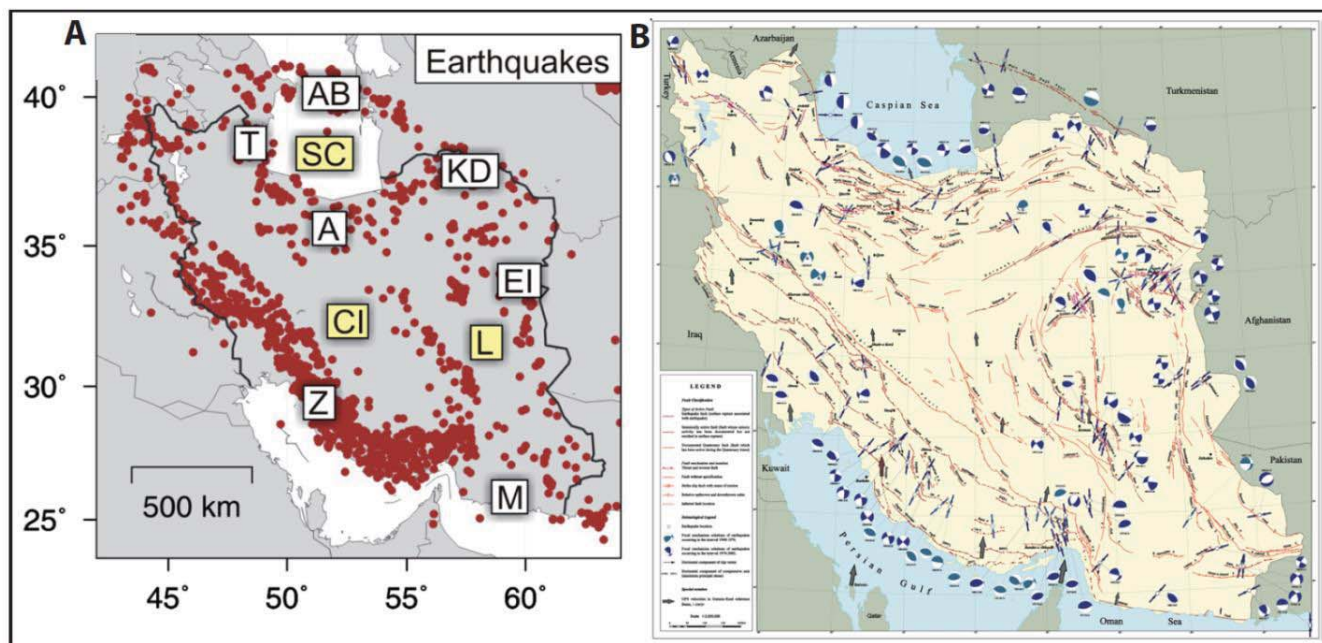


Figure IV-1 : Sismicité instrumentale en Iran et failles actives. A) Sismicité instrumentale ($M_w > 5.1$) sur la période de 1964-1998 en Iran (modifié d'après Engdahl et al., 2006). Les blocs sont : Zagros (Z), Talesh (T), Alborz (A), Kopet-Dag (KD), Est Iran (EI), Aspehron-Balkan (AB), Central Iran (CI), Luth (L), Makran (M) et Sud caspien (SC). B) Carte de sismicité instrumentale et cartographie des failles actives au cours du Quaternaire (d'après Hessami et al., 2003).

Les analyses morphologiques couplées aux datations des surfaces quaternaires (^{10}Be *in-situ*, ^{36}Cl , luminescence) ont permis d'estimer des vitesses géologiques d'ordre millimétrique le long de ces grands accidents tectoniques (Ritz et al., 2003; Walker, 2003; Regard et al., 2005; Fattahi et al., 2006; Hollingsworth et al., 2006; Walker and Khatib, 2006; Fattahi et al., 2007; Hollingsworth et al., 2007; Meyer and Le Dortz, 2007; LeDortz et al., 2009; Shabanian et al., 2009; Shabanian et al., 2010). Les déplacements co-sismiques associés à ces séismes sont généralement de plusieurs mètres, impliquant des temps de récurrence longs (plusieurs centaines d'années à quelques milliers d'années), ce qui est en accord avec les travaux de paléosismologie menés (Hessami et al., 2003; Ritz et al., 2003; Fattahi and Walker, 2007; Nazari et al., 2008; Nazari et al., 2009a; Nazari et al., 2009b).

Cependant, les données historiques en Iran montrent que des périodes d'essaims sismiques (séquences spatiales et temporelles) ont été enregistrées le long des zones de déformations actives. Les grands essaims sismiques répertoriés par Berberian and Yeats (1999) sont par exemple:

- ✓ la séquence de 1936- 1997 sur la faille de Dasht-e-Bayaz en Iran central ;
- ✓ la séquence de 1209-1405 sur le système de failles de Neyshabur-Binalud dans le Kopet-Dag ;
- ✓ la séquence de 743-1177 sur les failles au voisinage de Téhéran et en 958-1830 sur le système de failles de Mosha dans l'Alborz central ;
- ✓ les séquences de 855-958 et 1721-1876 sur la faille de Tabriz dans le nord-ouest iranien.

L'ensemble des données acquises en Iran suggèrent donc que des variations d'activités peuvent avoir lieu le long des grands accidents tectoniques recensés.

L'objectif principal de ce chapitre est de documenter les vitesses géologiques et les temps de récurrence sur deux failles décrochantes actives, situées dans le nord-est de l'Alborz et dans le nord-ouest iranien sur les failles d'Astaneh et de Tabriz respectivement (Figure IV-3).

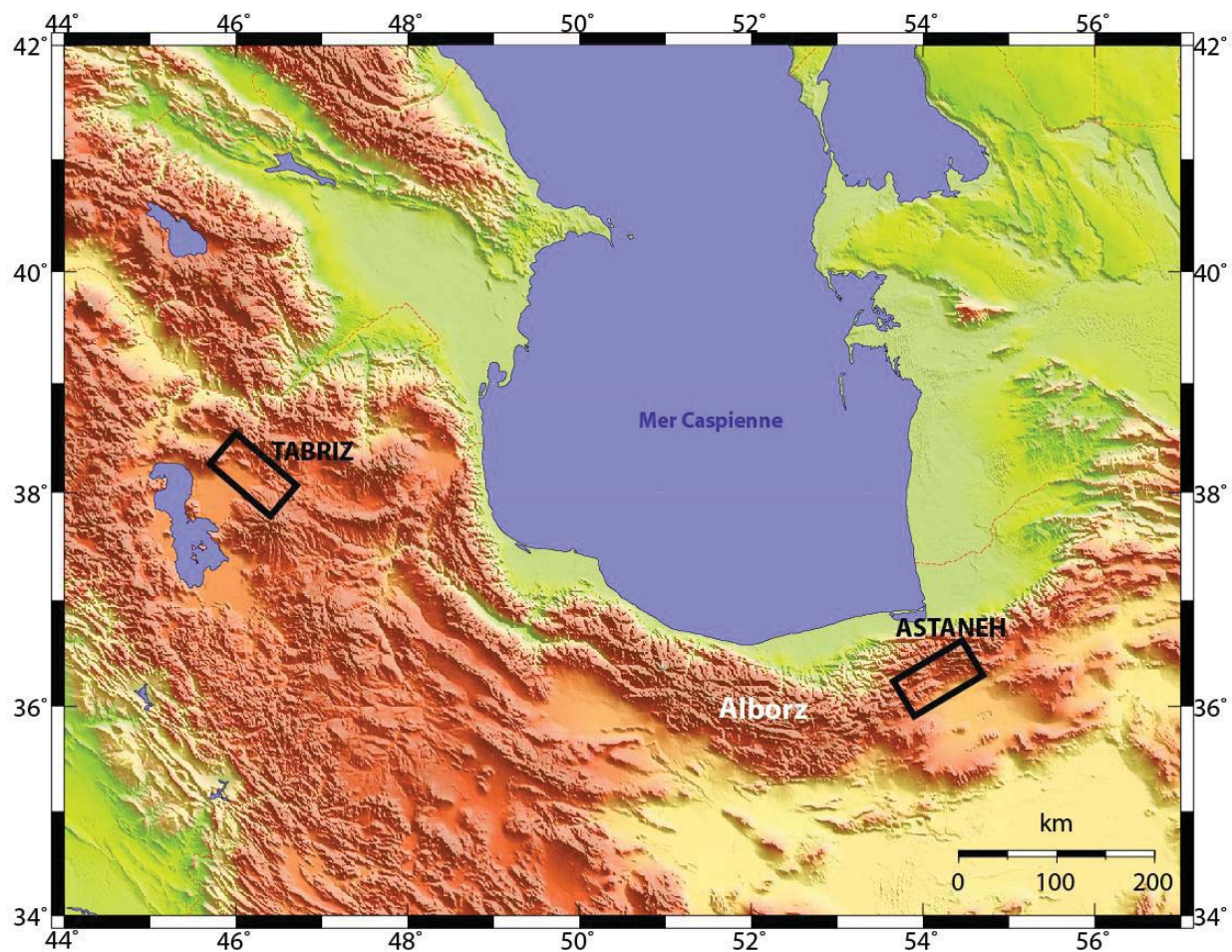


Figure IV-2: localisation des zones d'études d'Astaneh et de Tabriz en Iran.

Parallèlement aux estimations des vitesses et des temps de récurrence sur ces failles, un travail méthodologique a été réalisé sur l'estimation des âges des surfaces alluviales grâce aux analyses de luminescence sur des grains de quartz et de feldspath.

Les données acquises sur ces deux failles résultent d'un projet de collaboration avec Reza Salamati et Hamid Nazari (Geological Survey of Iran) et avec P. Vernant et M. Peyret (GM) pour les aspects géodésiques sur la faille de Tabriz.

IV.2. Vitesses et intervalles de récurrence entre séismes majeurs sur la faille d'Astaneh

IV.2.1. Contexte tectonique du Nord-Est de l'Alborz - Astaneh

Au nord de l'Iran la chaîne de l'Alborz s'étend sur plusieurs centaines de kilomètres depuis le petit Caucase (à l'ouest) jusqu'à L'Indu-Kush (à l'est). Dans sa partie centrale les unités géologiques composant la chaîne de l'Alborz ont une orientation globalement ouest-est, contrôlées par de grandes failles décrochantes actives (Jackson et al., 2002; Allen et al., 2003). L'analyse des grandes structures de l'Alborz indique que la chaîne est affectée par un régime tectonique récent en trans-tension d'orientation WNW-ESE, due à la rotation du bloc Caspien depuis le milieu du Pléistocène (Ritz et al., 2006). Le taux de déformation actuel accommodé au travers de cette chaîne est de l'ordre de 5-6 mm/an, et se localise essentiellement le long de grands décrochements sénestres (Vernant et al., 2004a; Masson et al., 2006; Djamour et al., In Press) (Figure IV-2-1).

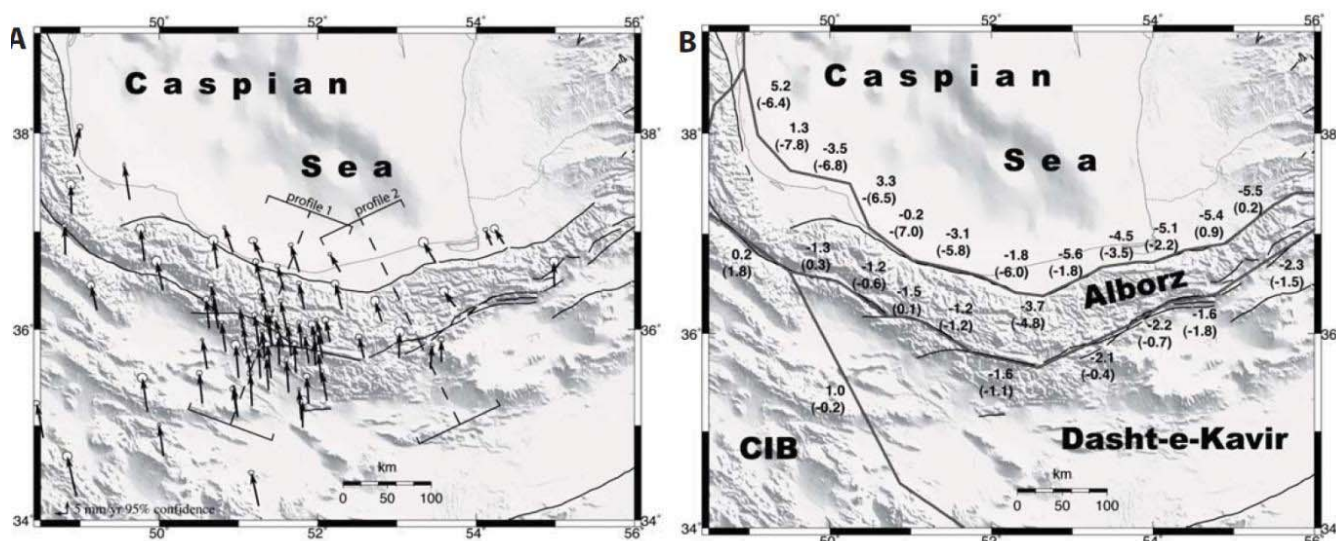


Figure IV-2-1: Données géodésiques de l'Alborz central d'après Djamour et al. (In press). A) Champs de vitesses issus des données GPS acquises au travers de l'Alborz montrant que 5 à 6 mm/an de déformation sont accumulées le long de failles actives. B) Inversion des données géodésiques dans un modèle de blocs permettant d'estimer les vitesses inter-sismiques le long des grands accidents de l'Alborz. Au sud de l'Alborz, entre 1 et 2 mm/an de déformation est accommodée principalement par des failles sénestres alors que dans la partie Nord de l'Alborz, des failles décrochantes et des failles inverses accommodent environ 3 à 5 mm/an de déformation.

Les vitesses géologiques horizontales estimées le long de ces grands décrochements sont lentes avec, dans sa partie centrale, un taux de déformation de ~2mm/an, ~1 mm/an et ~0.3 mm/an le long des failles de Mosha, Taleghan et Nord Téhéran respectivement (Ritz et al., 2003; Nazari et al., 2008; Nazari et al., 2009b). Plus à l'est, les vitesses géologiques estimées sur les grands décrochements actifs dans la région du Kopet-Dag indiquent des

valeurs du même ordre de grandeur (Fattahi et al., 2006; Hollingsworth et al., 2006; Shabanian et al., 2009; Hollingsworth et al., 2010). Des séismes de $M > 7$ ont été enregistrés et sont répertoriés dans les catalogues de sismicité historique indiquant également que des périodes d'essaims sismiques ont pu avoir lieu sur les failles de l'Alborz central (Ambraseys and Melville, 1982; Berberian and Yeats, 1999). Des études paléosismologiques montrent que les temps de récurrences entre les séismes majeurs sont de l'ordre de 1 400 ans, avec entre six à huit séismes identifiés durant les 10 000 dernières années le long de la faille de Mosha (Ritz et al., 2008; Solaymani, 2009), et de l'ordre de 2 000 ans le long de la faille de Taleghan (Nazari et al., 2009b). Dans la partie est de l'Alborz, les temps de récurrence le long de la faille de Sabzevar sont estimés aux alentours de 3 000 ans (Fattahi and Walker, 2007).

L'un des séismes majeurs est celui de 856 AD (séisme de Qumis) qui a détruit la ville de Damghan et fait de nombreux dégâts matériels et de pertes humaines dans cette région, avec une magnitude estimée à $M > 7.4$ (Berberian and Yeats, 1999).

La ville de Damghan se trouve à proximité d'un système de failles actives nommé le système de Shahrud (Hollingsworth et al., in press). Dans sa partie occidentale, ce système de failles accommode la déformation le long de trois principaux segments (Figure IV-2-2):

1) **La faille d'Astaneh** : Faille sénestre orientée NE-SW sur plus de 80 km de long, présentant un système de segments en échelon dont la cinématique a permis la mise en place d'une dépression nommée « la vallée d'Astaneh », et qui correspond à un bassin en pull-apart (Hollingsworth et al., 2008).

2) **La faille de Damghan** : Faille orientée NE-SE sur environ 40 km de long dans sa partie occidentale et dont la terminaison ouest semble se connecter sur la faille d'Astaneh (Hollingsworth, 2006). Cette faille s'oriente ensuite E-W au niveau de la plaine de Damghan sur plus de 40 km de long. Des décalages dans les cônes alluviaux quaternaires de la plaine de Damghan indiquent que ce segment présente une composante inverse non négligeable.

3) **La faille de Nord Damghan** : Faille orientée globalement E-W et localisée au pied des premiers reliefs de l'Alborz, au nord de la ville de Damghan. Cette faille, s'étendant sur près de 40 km de long, correspond à un chevauchement à pendage nord, mettant en contact les marnes du Néogène avec les sédiments quaternaires de la plaine de Damghan.

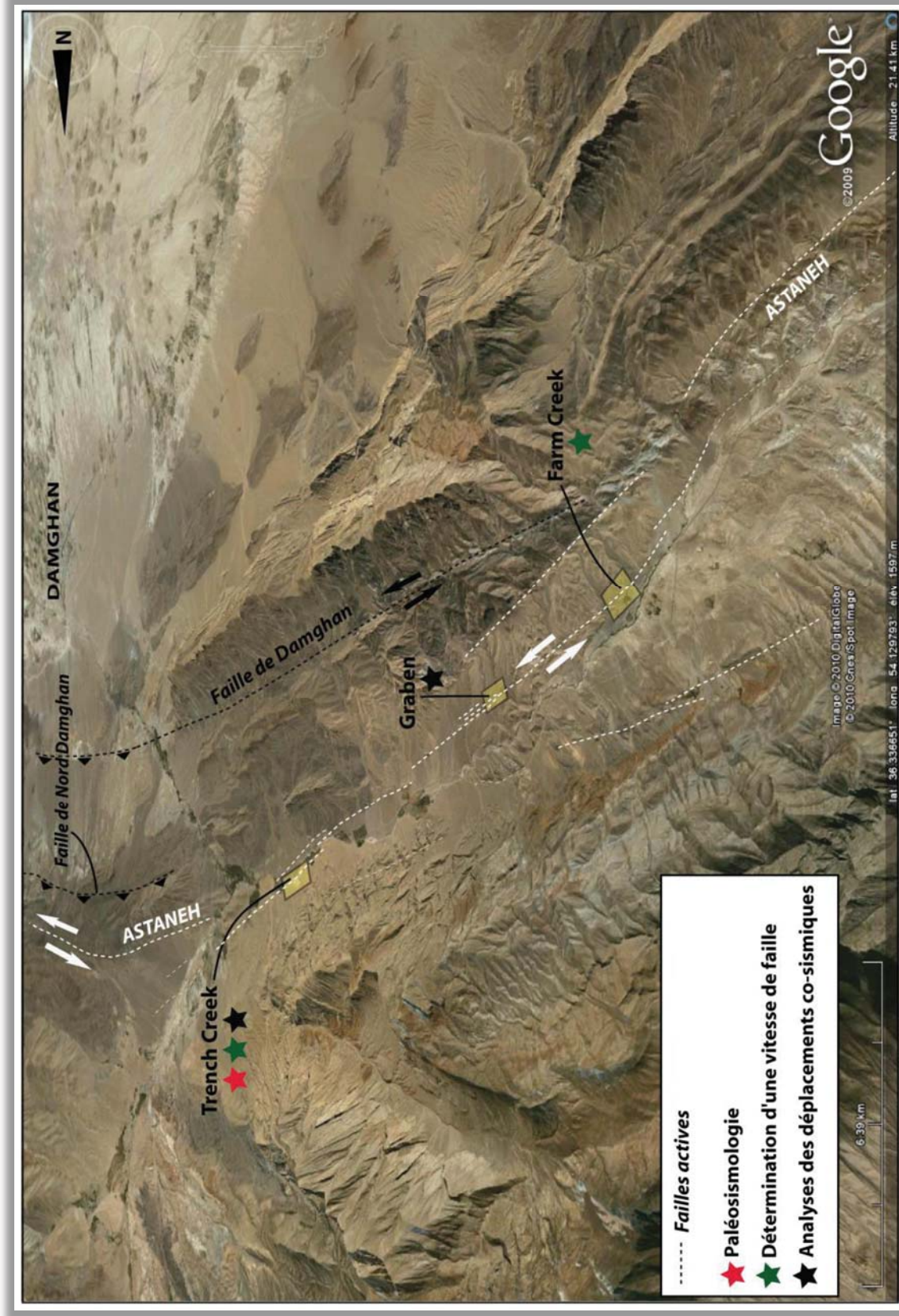


Figure IV-2-2 : Vue en perspective (google earth) de la faille d'Astaneh et localisation des failles actives de la partie occidentale du système de Shahrud. La faille d'Astaneh est représentée par les lignes pointillées blanches. Les carrés jaunes localisent les sites où des analyses paléosismologiques (étoiles vertes et noires) et morphotectoniques (étoiles rouges) ont été menées.

L'analyse des marqueurs quaternaires le long de la faille d'Astaneh montre que cette faille a connu une activité récente, constituant une candidate potentielle pour le séisme historique de Qumis (Hollingsworth, 2007; Hollingsworth et al., 2007). Des travaux préliminaires de paléosismologie, engagés depuis 2006 sur la faille d'Astaneh, montrent que cette faille a bien rompue lors du séisme de Qumis, et deux autres séismes ont été identifiés au sein d'une tranchée [AT3] ouverte sur le site de Trench Creek (Figure IV-2-3, Hollingsworth et al., In press). Les intervalles de récurrence entre ces séismes ont été estimés entre 3 000 et 4 000 ans avec un déplacement co-sismique de l'ordre de 5-8 m.

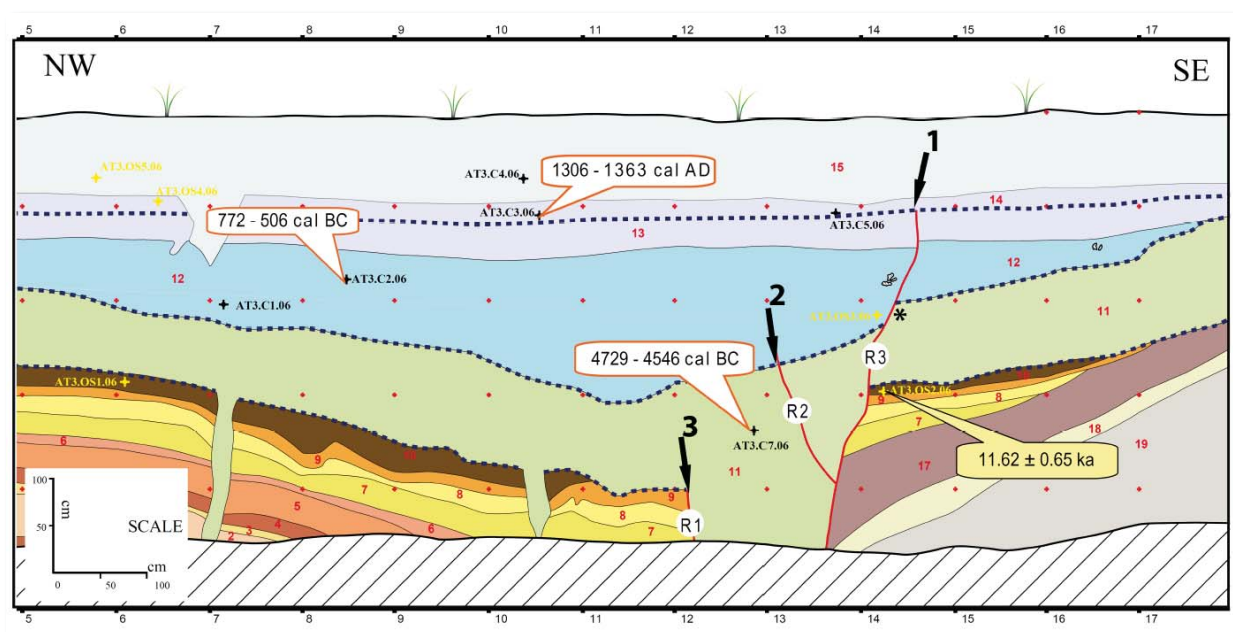


Figure IV-2-3: Données paléosismologiques issues de Hollingsworth et al (In Press). Trois séismes majeurs ont été identifiés. Le séisme le plus récent a eu lieu entre 1306-1363 cal AD et 772-506 cal BC, avec une terminaison de faille identifiée au sein de l'unité 14 et des décalages verticaux des unités sous-jacentes. Ce séisme correspond sûrement au séisme de Qumis (856 AD) et donc peut être attribué à la faille d'Astaneh. Un deuxième séisme a été identifié au toit de l'unité 11, scellé par l'unité alluviale 12. Ce séisme a eu lieu entre 772-506 cal BC et 4729-4546 cal BC. Un troisième séisme identifié au toit de l'unité 10 a permis, par décalage horizontal des unités, l'ouverture d'un petit graben qui a été par la suite rempli par l'unité graveleuse alluviale 11. Ce séisme a eu lieu entre 4729-4546 cal BC et 11 620 ± 650 ans.

En 2008, lors d'une campagne de terrain, la cartographie des marqueurs quaternaires couplée à l'analyse d'échantillons de luminescence nous ont permis d'estimer une vitesse géologique sur deux sites (Farm Creek et Trench Creek, localisation en Figure IV-2.2). Une nouvelle tranchée [AT5] a été ouverte à moins de 400 m à l'Est de la première tranchée [AT3]. Un relevé détaillé d'un mur de la tranchée nous a permis d'identifier six paléoséismes, et des échantillons de ^{14}C et de luminescence ont été collectés afin de contraindre l'âge des événements. En parallèle, l'analyse de la distribution des glissements co-sismiques et cumulés

a été réalisée par une cartographie de la zone de faille grâce au GPS cinématique aux sites de Trench Creek et Graben (Figure IV-2.2).

L'ensemble des travaux réalisés sur la faille d'Astaneh sera présenté en deux sections distinctes :

- (i) La vitesse géologique de la faille d'Astaneh a été estimée grâce à la datation des surfaces alluviales par luminescence (soumis à *Quaternary Geochronology*)
- (ii) Les analyses paléosismologiques seront ensuite présentées et permettront de discuter le cycle sismique de cette faille sur les derniers 10 000 ans.

IV.2.2 Estimation de la vitesse géologique de la faille d'Astaneh –Apport de la luminescence.

Luminescence dating of coarse matrix sediments in alluvial fans constrains fault slip-rate in arid domains: A case study from the Astaneh Fault, northern Iran.

Article soumis à Quaternary Geochronology

Rizza M.^{1,*}, Mahan S.², Ritz J-F.¹, Nazari H.³, Hollingsworth J.⁴, Salamati R.³

1: Laboratoire Géosciences Montpellier - UMR 5243, Université Montpellier 2, France

2: US Geological Survey, Box 25046, M.S. 974, Denver CO 80225, USA

3: Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, PO Box13185 1494, Tehran, Iran.

4: Division of GPS, California Institute of Technology, MC 100-23, Pasadena, CA 91125, USA

***Corresponding author: rizza@gm.univ-montp2.fr (+33 4 67 14 45 94)**

Abstract

In this paper, we present optically and infrared stimulated luminescence (OSL and IRSL) ages for four samples from alluvial fan surfaces in the Astaneh Valley. This valley is located in the north-east part of the Alborz range in Iran. Our morphologic interpretations recognize at least three generations of fans in the study area, all of which have been displaced along the left-lateral strike-slip Astaneh fault. Because of the dry, loose, and sometimes complex juxtaposition of the target sediments, we collected the samples in total darkness beneath dark plastic layers placed atop the pit openings. Luminescence ages of the fans are ~55 ka, ~32 ka and ~16 ka. These ages are concurrent with periods of loess deposition and wet climatic conditions previously recorded in the Arabia-Iranian region. They allow estimation of a horizontal slip rate of ~2mm/yr along the Astaneh fault, which is consistent with additional slip rates determined for the Holocene period along faults further west of the Astaneh fault.

Keywords: luminescence dating, tectonics, alluvial fans, geomorphology, faulting, Iran, Alborz.

1. Introduction

In arid environments, the absence of organic material and large scale fine grained deposits often precluded radiocarbon or luminescence dating, so ages of alluvial surfaces are sometimes estimated by correlation with reported global and regional climatic events (*Karakhanian et al., 2004*). However, ample success in dating alluvial deposits has been previously reported in geologically diverse regions of Iran by using luminescence techniques (*Thomas et al., 1997; Fattahi et al., 2006; Fattahi and Walker, 2007; Fattahi et al., 2007; Frechen et al., 2009; Karimi et al., 2009; LeDortz et al., 2009; Walker et al., 2009 ; Fattahi et al., 2010; Hollingsworth et al., 2010*).

Luminescence dating assumes that the material is reset by solar exposure before deposition and subsequent burial as it circulates along its transport path (*Murray et al., 1995; Olley et al., 1998; Wintle and Murray, 2006*). In the natural environment, the resetting of mineral grains is a function of various factors such as: the rate of deposition, the turbidity of the water that may have moved the grain to its present location, and the previous cycles of erosion and deposition that the sediment endured before the most recent transport. All these factors influence the resetting of the residual signal to varying degrees and the final measured total equivalent dose could overestimate the age of the deposition of the sediments. In particular, young fluvial deposits can contain reworked quartz grains with a range of inherited luminescence levels (*Jain et al., 2004; Madsen and Murray, 2009*). Within fluvial environments, the luminescence of quartz grains is more readily reset in sunlight when compared to the luminescence of feldspar grains, and for this reason quartz is the preferred mineral to use when attempting to date these deposits (*Wallinga, 2002*).

For this study, the only suitable material for luminescence dating that we found came from alluvial fan deposits and thus we expected that the time of sunlight exposure could be widely varied for many of the grains. The sediment contained within the alluvial fans showed a large range in grain size due to divergent geologic sources and it was difficult to find any large exposures or massive and continuous layers with fine grains (<300 μm). Samples for luminescence dating are usually collected

with an opaque tube or taken as one cohesive block of material if indurate. Thus finer, drier, and fine layered material that is supported by a very coarse sand or gravel matrix is rarely collected because of the uncertain nature of the stability of the sediment package.

In this area setting, the nature of the deposits made it necessary to sample and finger sieve these loose sediments into a tube or dark plastic bag only when securely beneath heavy dark plastic blankets. This is a typical field procedure that has been used elsewhere in Iran to collect coarse material from alluvial surfaces for luminescence analyses when it is difficult to drive a tube into the exposure (*Thomas et al., 1997; Fattahi et al., 2006; Fattahi et al., 2007*). Results from the optically stimulated luminescence (OSL) and infrared stimulated luminescence (IRSL) signals were then used to assess whether this approach succeeded or not. The geochronological data obtained also enabled us to estimate a slip-rate for the Astaneh fault (Figure 1) and to demonstrate the viability for dating coarse material in tectonically active areas.

2. Study area and OSL collecting

Our study area is located in the northeastern part of Iran in the Alborz Mountains. This range is an active mountain belt that surrounds the South Caspian Basin (*Jackson et al., 1995; Allen et al., 2003; Nilforoushan et al., 2003; Ritz et al., 2006*) and the left lateral shear across the belt has a deformation rate of 4 ± 2 mm/yr (*Vernant et al., 2004*). The regional shortening is accommodated by slow left-lateral strike-slip faults (*Jackson et al., 2002; Ritz et al., 2003; Ritz et al., 2006; Tatar et al., 2007; Hollingsworth et al., 2008; Nazari et al., 2009*). The Astaneh Valley is an active graben where the fault is segmented *en echelon* with a left-lateral strike-slip component (*Hollingsworth et al., 2007*). The Astaneh fault is described as the seismic source for the Qumis earthquake that struck the area in 856 AD and killed 200,000 people (*Ambraseys and Melville, 1982; Hollingsworth et al., In press*). Our study will focus on Quaternary fans displaced by the fault, and the portion of the fault

that is detailed in this study is located in the valley near the Cheshmeh Ali Spring and the village of Astaneh (Figure 1).

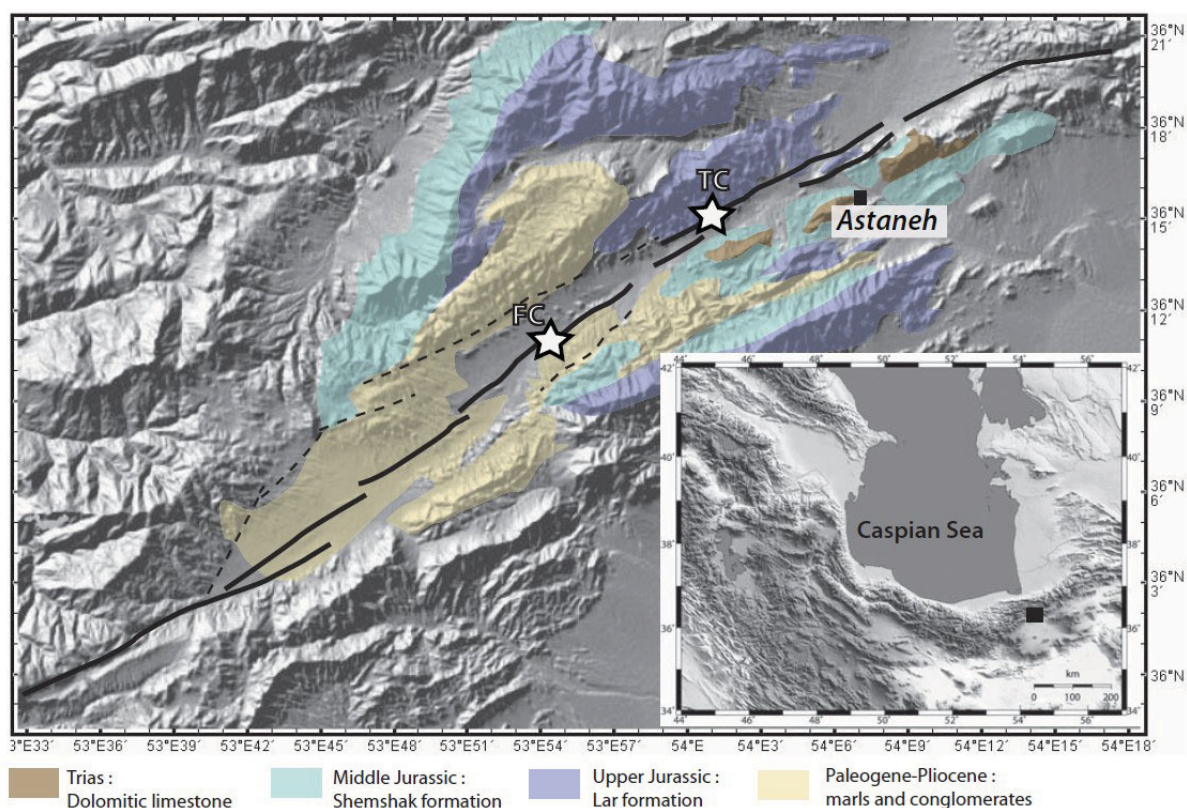


Figure 1: Digital Elevation Model (DEMs) from SRTM image (<http://edcs9.cr.usgs.gov/pub/data/srtm>) of the Astaneh Valley area with a part of the simplified geological map. The black lines show the active segments of the fault, dashed lines are interpretations of inactive fault locations, and the two white stars are the location of the studied areas; TC is for the Trench Creek site and FC is for the Farm Creek site. The inset displays the location of the study area in the northern part of Iran. The Astaneh site is situated on the south side of the Alborz Mountains near the city of Damghan.

The primary sediment sources for the fans of the Astaneh Valley are dark shales and sandstones of the Shemshak Formation (Middle Jurassic), a massive and thick-bedded limestone known as the Lar Formation (Upper Jurassic), and unnamed marls and conglomerates (Paleogene to Pliocene). These sediments are characteristic of shallow marine environments (*Alavi, 1996; Seyed-Emami et al., 2006*). The local sediment sources for our study areas are mainly the limestone from the Lar Formation and the unnamed marls and conglomerates from the Pliocene.

2.1. Geomorphological analyses

This study concentrates on the Astaneh fault which offset laterally a sequence of well-preserved alluvial fans. We carried out a morphotectonic study using aerial photography, digital elevation models (DEMs), and two field investigations. Two sites were re-occupied from previous field work (Hollingsworth, 2007; Hollingsworth *et al*, *in press*) and named Trench Creek and Farm Creek (Figure 1).

At Trench Creek, three generations of alluvial fan surfaces (Fa, F0, F1) were identified at the outlets of four small river basins (Figure 2). The lowest surfaces correspond to the youngest and active fan surfaces (Fa) incised by modern streams, a second generation of fan surfaces (F0) is in an intermediate topographic position and incised the oldest fan surfaces (F1). These three fan surfaces are mantled by a pebble pavement showing desert varnish that darkens from surface Fa to F1. The focus of this paper is in the western part of the area, where the F1 fan surfaces have been left-laterally displaced by the Astaneh fault. At the West Basin outlet, the right bank riser between F1 and F0 surfaces is displaced horizontally by 57 ± 5 m (A-A', Figures 2b and 2c). At the West Middle Basin outlet, the left bank riser between F1 and F0 surfaces is displaced horizontally by 59 ± 14 m (B-B', Figures 2b and 2d).

At Farm Creek, four generations of fan surfaces are identified (Figure 3). The F0 fan surface is in the lower topographic position and is incised by the current drainage network. Above F0 is a second fan surface (F1) inset into a third fan surface (F2) that is inset into the highest fan surface (F3). DEM and aerial photograph analyses allow us to reconstruct the position of the F2 fan surface where it has been abandoned and incised by the F1 surface (Figure 3c). Using the straight piercing lines (A-A') corresponding to the axes of the crest lines of the F2 ridge, and the curved piercing lines (B-B') corresponding to the bottom of the F2/F1 riser, we estimate cumulative displacements of 115 ± 15 m and 110 ± 10 m, respectively. This is consistent with the estimate made by Hollingsworth *et al*. (*in press*) at the same site.

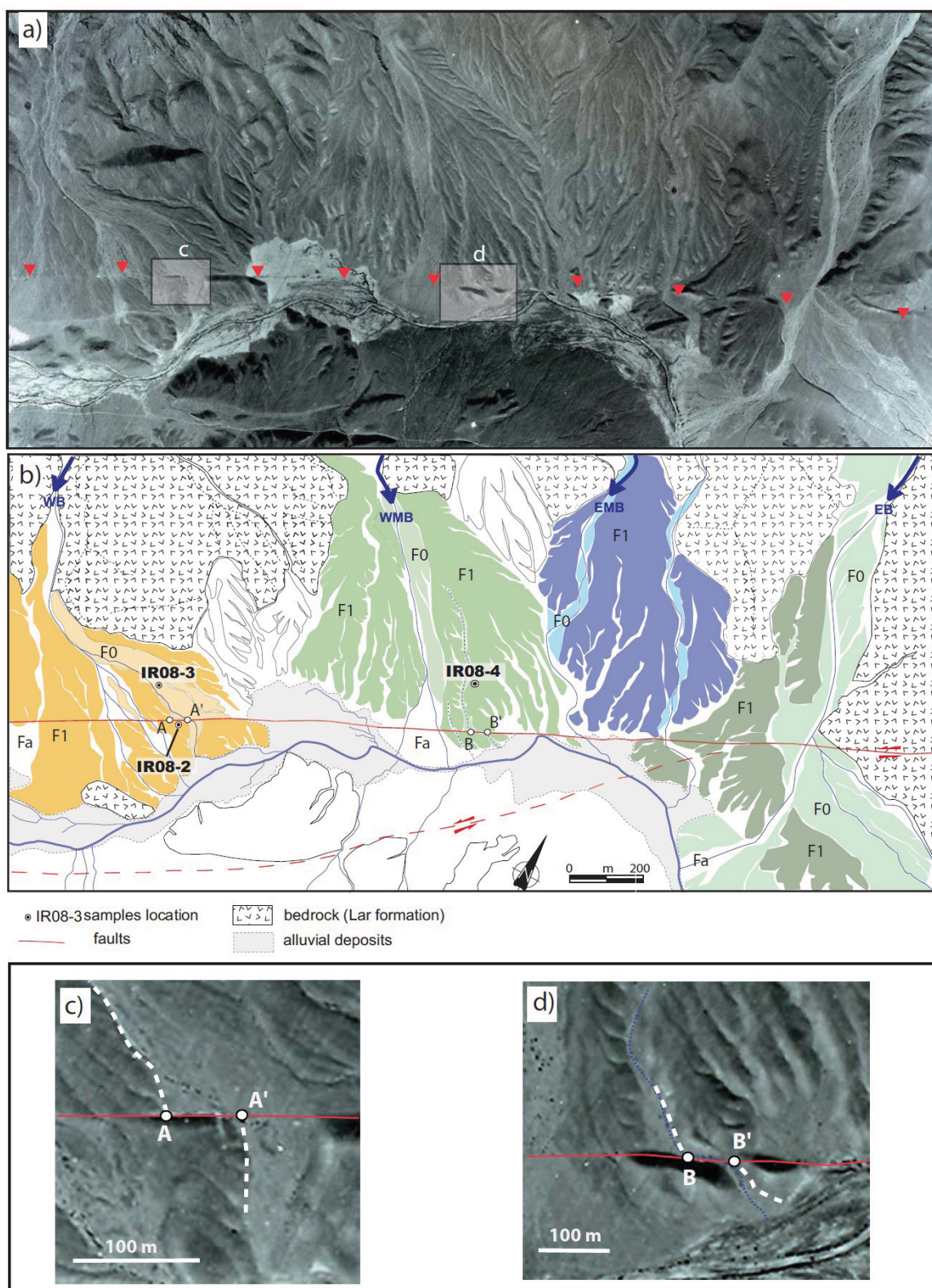


Figure 2: (a) Aerial photograph showing a comprehensive view of the Trench Creek site ($36^{\circ}15'55.66''\text{N}$; $54^{\circ}03'01.70''\text{E}$). The red triangles represent the surface rupture of the Astaneh fault and the white squares are the location of the two sites. (b) Geomorphologic interpretations for the study area. The Astaneh fault is represented by the solid red line and the dotted red line is a supposed inactive Quaternary fault. The same color range represents different fan generations deposited through time for the river basins. From left to right: in orange color range are the West Basin (WB) fans; in olive are the West Middle Basin (WMB) fans; in blue are the East Middle Basin (EMB) fans; and shown in green are the East Basin (EB) fans. The OSL sample locations are approximated on each fan. c) Detail of the west area with the offset of the riser F1/F0. d) Detail of the east area with the offset incision inside the F1 fan.

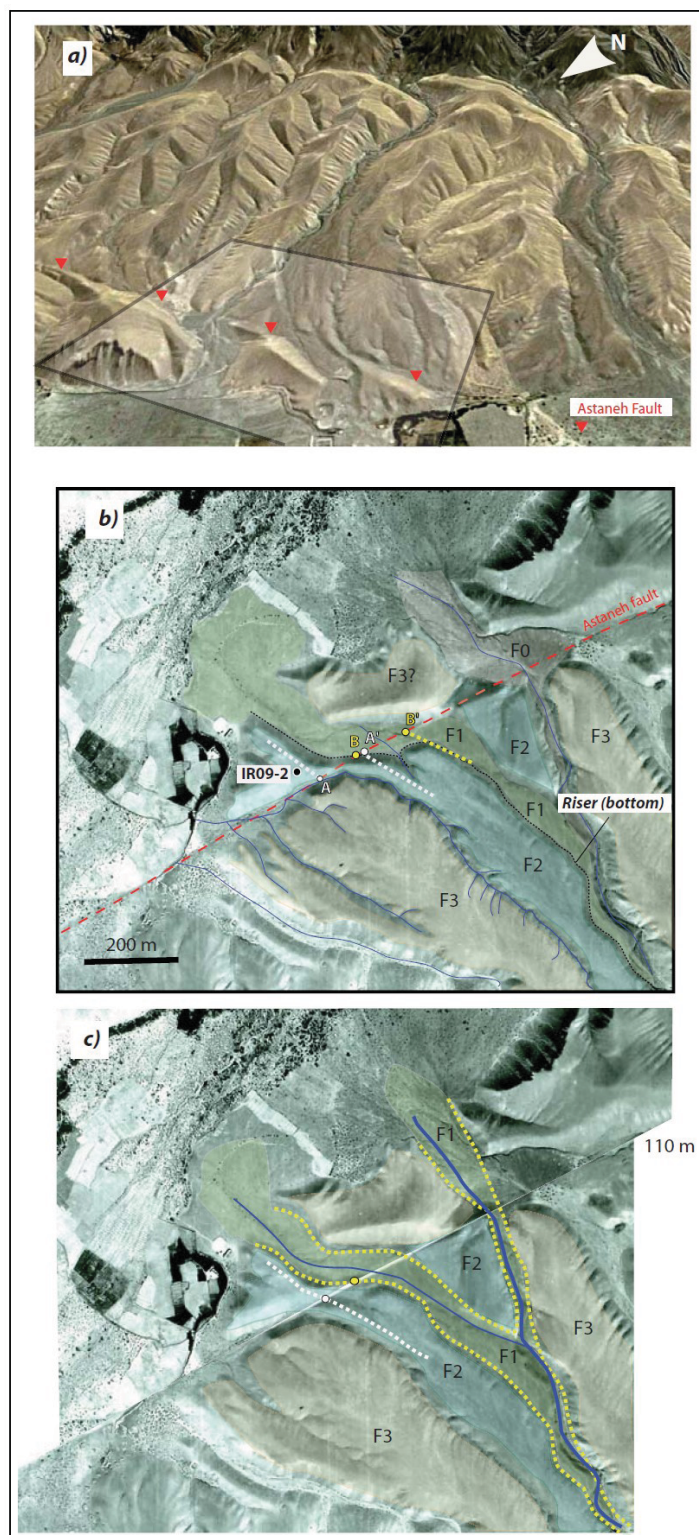


Figure 3: (a) perspective view on Google earth imagery (<http://www.earth.google.com>) of the surfaces deposits in the Astaneh basin. The fault is represented by the red triangles and the location of the area study by the white square. b) Aerial photograph showing a comprehensive view of the Farm Creek site (36°10'15.12"N; 53°53'43.97"E), with north at top and the overlay geomorphologic interpretations for the study area. The Astaneh fault is represented by the dashed red line. Both markers were used to measure the offsets and are shown in dashed white line for the ridge of the surface F2 (A-A') and in yellow for the bottom of the riser F2/F1 (B-B'). Location of the luminescence sample IR09-2 is represented by the black dot in the F2 surface. c) Reconstitution for the ~110 m offset. The dashed white and yellow lines represent the markers used for the estimation.

2.2. OSL collecting protocol

To constrain the timing of the abandonment of fan growth and subsequent fault displacement in this area we decided to date the deposits using luminescence techniques. Other methods were not considered because no sizable quartz pebbles and no organic material were available for either ^{10}Be *in situ* cosmogenic dating or radiocarbon dating.

At Trench Creek, one pit was opened on the F0 surface and two pits on the F1 surfaces: one F1 pit was in the western part of the study area and the second F1 pit was in the eastern part (Figure 2). We expected that both of these F1 surfaces, although from different basins, would show similar deposition ages. We dug the soil pits where the surface topography was the best preserved from stream incisions. The main stratigraphic deposits in the three fans are clastic limestone pebbles supported by a yellow-brown sand matrix. This sand matrix is stratified and poorly sorted (Figure 4). With this type of material we could not collect samples with a tube because of the large diameter pebbles, but neither could we collect a sample as a large block because the material was not well cemented or cohesive.

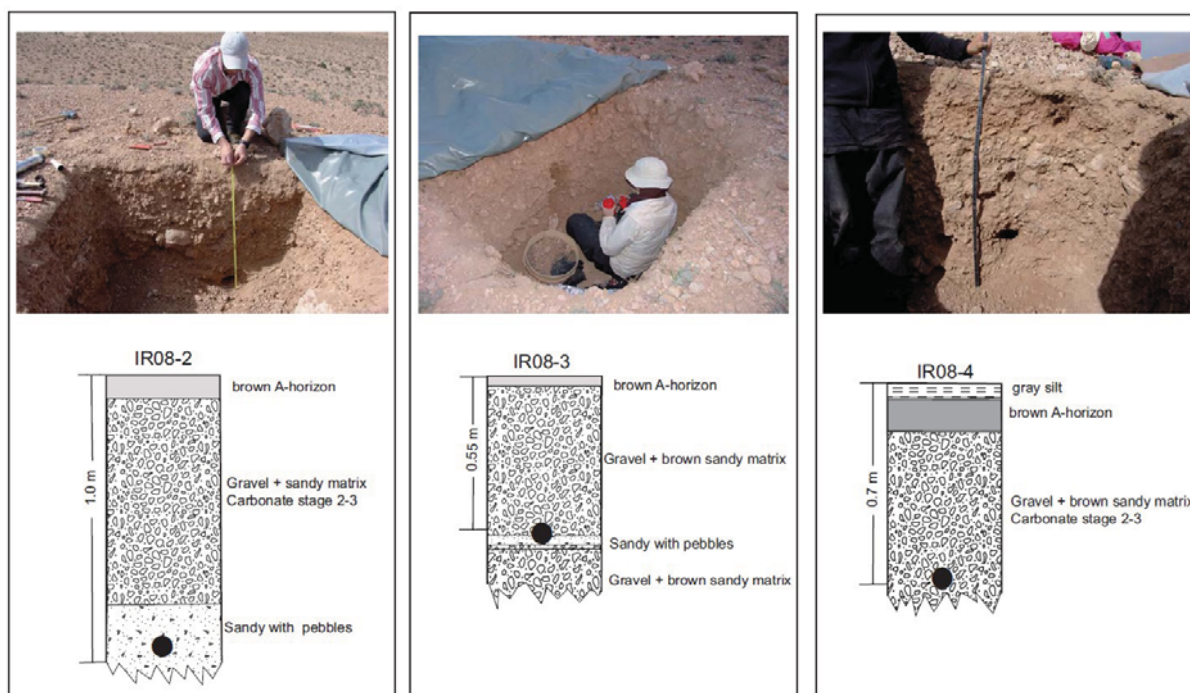


Figure 4: Field photos of the soil pits and accompanying logs showing details of the sediments making up IR08-2, IR08-3 and IR08-4 samples. The black dots represent the location of the samples.

We decided that if we wanted to collect only the matrix, we would need to build a “portable dark room” with enough working space to allow repetitive extraction of the un-exposed sediment for luminescence dating. This would also facilitate removal of the troublesome cobbles and pebbles before manually inserting the loose sand matrix into the tubes or bags and provide cover for sealing the samples before delivery to an OSL lab. To prepare for sampling we covered the pits with several layers of black plastic and durable cover blankets. We are confident there was no light exposure during sample extraction (Figure 5).



Figure 5: Photos taken during the field collection of the samples for luminescence dating.

(a) Collection of sample IR08-4 was taken entirely under the cover of black plastic due to the loose, fine matrix contained within the cobbles of the F1 fan.

(b) Bulk sample for dosimetry being collected in the IR08-3 soil pit.

(c) View of the location of the IR08-4 sample in the alluvial fan deposits, after collection of the matrix material for OSL dating and before the collecting of bulk sample. The diameter of the hole is about 8 centimetres.

First, we cleaned (in the dark) the wall by removing 5 to 10 cm of the surface that had been exposed to the sunlight during the digging of the pit. Then we carved a 5 to 10 cm diameter hole in the cleaned sediment face (by hand) and sieved the sediment to remove the gravel and pebbles, keeping only the sandy matrix. We collected ~200 grams of sediment and put a plastic bag containing the finer mesh material in an aluminium tube and securely sealed both ends of the tube. The plastic bag also helped to preserve the present day moisture (if any). Around 800 grams of the bulk coarse materials (Figure 5B) were collected systematically around the sample site for the dose rate estimates. In this manner, we collected IR08-3 from the gravel unit of F0 and then IR08-4 from a gravel-pebbly unit within the eastern F1 fan, at 55 cm and 70 cm in depth, respectively. We were able to collect one block sample (IR08-2) at a depth about 100 cm under the covers, within a well indurated fine sand bed with very few large pebbles.

At the Farm Creek site, one soil pit was excavates in the F2 surface on the northern part of the Astaneh fault (Figure 3). The pit was opened where the topography was the best preserved, away from stream incisions and anthropogenic disturbances, such as roads and farming activities that could be observed elsewhere on this surface. A block sample was collected in a silty sand matrix that contained a few pebbles, at 50 cm depth and this sample was labelled IR09-2 (Figure 6).



Figure 6: Collection of the IR09-2 block sample in the F2 surface at Farm Creek. The location of the soil pit is in a flat part of the crest line, where the topography seems to be the best preserved.

We noted that this block sample was collected close to the surface within a carbonate-rich surficial layer. We also recognized that both carbonate alteration and/or adjunction of eolian material could be responsible of the rejuvenation of the deposits on the top of the fan surface.

3. Experimental details

3.1. Dosimetry

Around 600 grams of bulk sample were dried, sealed in a plastic planchet (*Murray et al., 1987*) and placed in a gamma-ray spectrometer to measure the concentration of radiogenic Thorium (Th), Potassium (K) and Uranium (U) for each sample. Dose rates were calculated using radioisotope concentration, burial depth, elevation, geomagnetic latitude (*Prescott and Hutton, 1994*) and present day moisture. Alpha and beta attenuation contributions were estimated (*Aitken, 1985*) for the very fine grain sample portions (i.e. polymineral IRSL). All elemental concentrations and dose rates are shown in Table 1. The concentrations for Th, K, and U are very low, reflecting the influence of the limestone and sandstone source material.

Table 1: Elemental concentration and dose rate data from the Astaneh Basin, Iran.

<i>Sample name</i>	<i>% Water content^a</i>	<i>K (%)^b</i>	<i>Th(ppm)^b</i>	<i>U (ppm)^b</i>	<i>Cosmic dose^c additions (Gy/ka)</i>	<i>Total Dose rate (Gy/ka)</i>
IR08-2	3 (22)	0.27 ± 0.02	1.72 ± 0.17	1.62 ± 0.09	0.25 ± 0.02	0.99 ± 0.05
IR08-3	2 (24)	0.50 ± 0.04	2.59 ± 0.21	1.54 ± 0.09	0.26 ± 0.02	1.26 ± 0.06
IR08-4	2 (13)	0.29 ± 0.03	1.72 ± 0.13	1.51 ± 0.06	0.25 ± 0.02	1.01 ± 0.04
IR09-2	3 (37)	1.29 ± 0.12	8.32 ± 0.33	1.93 ± 0.16	0.31 ± 0.02	2.44 ± 0.08

a) Field moisture, with figures in parentheses indicating the full sample saturation %. Ages calculated using 30-35% of saturation values (i.e 10% when full saturation is 34%).

b) Analyses obtained using laboratory Gamma Spectrometry (low resolution NaI detector).

c) Cosmic doses and attenuation with depth were calculated using the methods of Prescott and Hutton (1994).

3.2. Sample preparation protocol

In the OSL laboratory the entire part of the plastic bag contained within the tube was used for the quartz separation for IR08-3 and IR08-4. For samples IR08-2 and IR09-2, we kept only the material in the center of the block after removing the light-exposed edges. The block edges were painted in the lab, the paint was allowed to dry, and then the edges were rigorously trimmed off to get to the center. If any paint showed up in the sieves during the prep process, the sample fraction was thrown away and a new portion was used.

All our samples were prepared using standard OSL measures. First, 4N Hydrochloric acid (HCl) was introduced over the course of two days to remove the calcium carbonate and then 35% hydrogen peroxide (H₂O₂) was used to remove organics and organic residue left by the dissolution of the carbonates. We sieved the material and kept only the 250-180 µm, 180-150 µm, and 150-90 µm fractions and the 4-11 µm silt fraction was also saved for use in IRSL. We used two heavy liquid solutions to separate feldspar (2.57-2.58 g/ml) and isolate the quartz fraction (2.64-2.67 g/ml). The isolated quartz was etched in a 50% Hydrofluoric acid (HF) solution for 40 min and then rinsed in an 8N HCl solution. After drying, this portion was re-sieved to save the pure quartz grains and to discard the broken, and thus smaller, plagioclase grains that survived the heavy liquid process. In some samples, plagioclase was very plentiful and separated from the quartz grains, when dried, as a fine white powder.

The largest sand size fraction was used for these samples because it is the dominant fraction (>50%) within usable OSL grain sizes. We also analyzed the 150-90 µm grains for the IR08-2 and IR08-4 samples and will discuss the results from the different fractions in another section.

The quartz grains were analysed with the Single Aliquot Regeneration (SAR) procedures (*Murray and Wintle, 2000*) and run as aliquots with a size of 1 to 2 mm. We used a Riso machine (TL/OSL DA 15 Reader), equipped with blue-LEDs (470 ± 30 nm) and a beta source for irradiations (4.39 Gy/min). All the blue light measurements were made at 125 °C after a sample preheat of 220

°C for 10s (Figure 7). For the largest grain size fraction, 30 to 20 aliquots were run for IR08-2, IR08-3, IR08-4 and IR09-2 (Table 2). For the finest sand size fraction, 15 aliquots were run for IR08-2 and only 10 aliquots for IR08-4 (Table 2) due to the paucity of quartz in these grain sizes. Shine down curves for the quartz show domination by a fast component with peak values between 1200 and 1600 photon counts per second, with background counts (30-40 seconds) at 100-150 photon counts per second. All quartz was analyzed using continuous wave (CW-OSL) stimulation.

We also used Infrared Stimulated Luminescence (IRSL) which is the emissions from the potassium-feldspar silt fractions. All the IRSL samples were analysed using the Multiple Aliquot Additive Dose (MAAD) procedure (*Aitken, 1998*). The fine-grained (4-11 µm) polymineral sample splits for three samples were analyzed using the total-bleach Multiple-Aliquot Additive-Dose (MAAD) method for IRSL (*Singhvi et al., 1982; Lang, 1994; Richardson et al., 1997; Forman and Pierson*). All IRSL samples were run on the Daybreak 1100 Luminescence Reader. Specific details for the IRSL measurement conditions are also addressed in the appendix.

4. Results of luminescence dating

4.1. Quartz analyses

The fundamental basis of this study is to provide new geochronologic data which will help define the slip rate along the Astaneh Fault. We assumed that for young fluvial deposits the coarser fractions of quartz are generally better bleached than the fine fractions (*Olley et al., 1998; Colls et al., 2001*). This data was generated in order to demonstrate that the majority of grains within a selected grain size were not yielding anomalous results that could be due to selective post-depositional bioturbation and were instead behaving according to these past hypotheses. We felt this was necessary since most rejected aliquots in the data sets were due to very dim signals resulting in substantially depressed equivalent dose values and the dim signals might have been sourced through

bioturbation, although we saw no signs of disturbance. For IR08-2 and IR08-4, two different size fractions were run for the equivalent dose of the quartz OSL and are presented in Table 2. In Figure 8, the equivalent dose (D_e) data from the aliquots are presented in histograms and radial plots (Galbraith *et al.*, 1999). We calculated equivalent doses using the Central Age Model [CAM] and the Minimum Age Model [MAM]. We followed the standards detailed in Bailey and Arnold (2006) when applying either the Central Age Model (CAM) or the MAM. They recommend that the CAM should be used if the degree of over-dispersion is <20 percent and that the MAM (three parameters) be employed if the degree of over-dispersion was >20 percent. The MAM calculates the distribution of the equivalent dose values using a truncated log-normal distribution, with the truncation point giving the approximation of the equivalent dose (Galbraith *et al.*, 1999) while the CAM calculates the equivalent doses from the average (or mean) value.

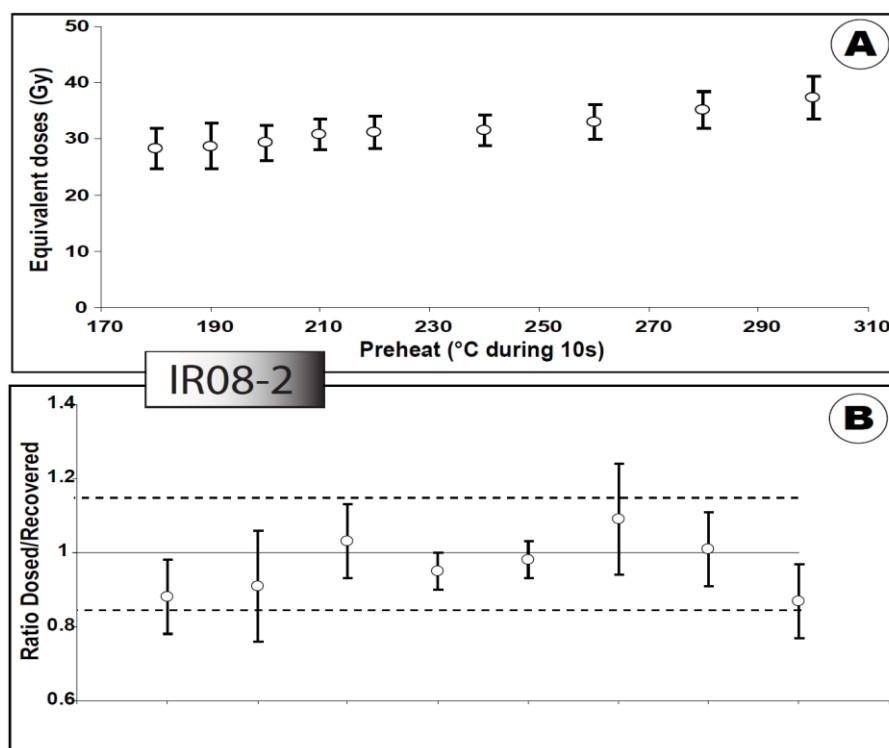


Figure 7:A) Single Aliquot regeneration versus preheat temperature for IR08-2. The mean value for each aliquot is presented with the standard error. B) Dose Recovery Test for IR08-2 quartz fraction showing the given doses versus the recorded doses. The dashed lines represent a dispersion of 15%.

Samples	Unweighted mean		Common age		Central age model				Minimum age		<i>n</i> ^c
	De (Gy)	Error (Gy)	De (Gy)	Error (Gy)	De (Gy)	Error (Gy)	σ (%)	Error (%)	De (Gy)	Error (Gy)	
IR08-2 ^a	30.2	1.0	32.5	0.4	31.5	1.0	13.0	2.5	31.4	2.9	22 (25)
IR08-2 ^b	31.4	3.5	30.5	0.6	29.6	2.8	34.1	6.8	21.1	7.1	14 (15)
IR08-3 ^a	23.6	1.7	25.3	0.5	24.2	1.5	24.9	4.6	20.5	5.8	19 (20)
IR08-4 ^a	32.1	1.5	33.6	0.7	32.1	1.4	15.0	3.7	31.9	3.7	16 (24)
IR08-4 ^b	39.7	4.4	39.9	1.1	37.9	4.5	34.0	8.9	28.7	14.7	9 (10)
IR09-2 ^a _{all}	70.9	3.5	70.5	1.0	68.5	3.4	26.1	3.7	56.4	14.5	31 (35)
IR09-2 ^a _{max}	86.5	2.7	84.9	1.6	85.5	2.5	8.7	2.8	86.7	9.3	17 (35)

A) Equivalent doses

Samples	Unweighted mean		Common age		Central age model			Minimum age	
	Age (ka)	Error (ka)	Age (ka)	Error (ka)	Age (ka)	Error (ka)	Error (ka)	Age (ka)	Error (ka)
IR08-2 ^a	30.5	1.8	32.8	1.7	31.8	1.7	1.9	31.8	3.3
IR08-2 ^b	31.7	3.8	30.8	1.6	29.9	3.2	3.2	21.3	7.1
IR08-3 ^a	18.7	1.7	20.1	1.2	19.2	1.6	1.6	16.3	4.6
IR08-4 ^a	31.8	1.9	33.3	1.5	31.8	1.9	1.9	31.6	3.7
IR08-4 ^b	39.3	4.6	39.5	1.9	37.4	5.4	5.4	28.4	14.5
IR09-2 ^a _{all}	29.1	2.7	28.9	2.3	28.1	2.6	2.6	23.1	6.3
IR09-2 ^a _{max}	35.4	3.0	34.8	2.8	35.1	3.5	3.5	35.5	4.7

B) OSL Ages

^a : 250 -180 μm quartz, fraction, ^b : 150 -90 μm quartz, fraction

^c : Number of replicated equivalent dose (De) estimates used to calculate the mean equivalent dose.

Figures in parentheses indicate total number of measurements made including failed runs with unusable data.

Table 2 : Results of OSL dating for samples from the Astanach area. A) The Common, Central and Minimum age models and the over-dispersion of the data (σ) are calculated following Galbraith et al. (1999). The errors reported here are the standard-error for each sample. The data in gray are the estimates that are not used to calculate an age. B) Ages estimated using the dose rates presented in Table 1.

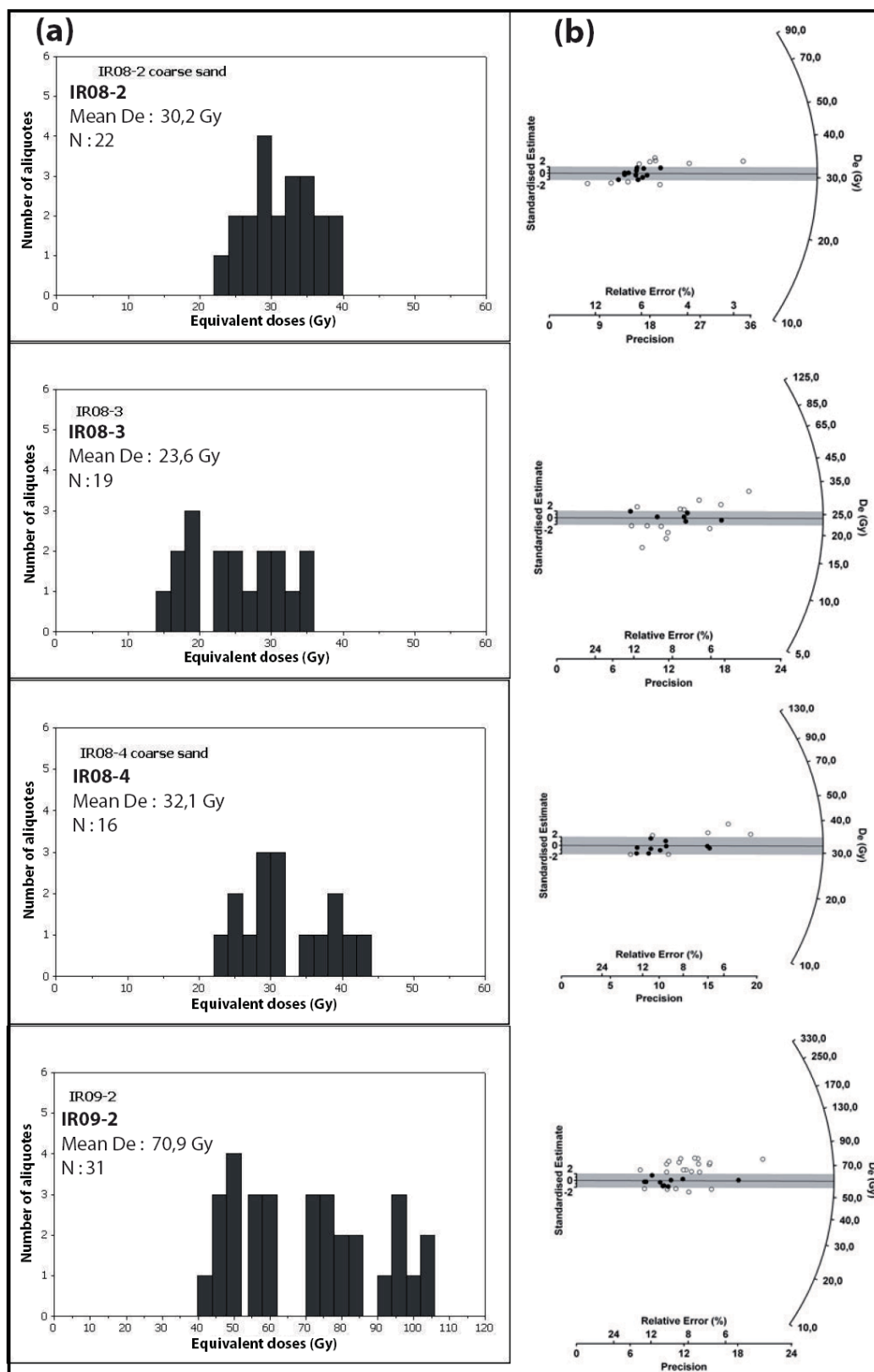


Figure 8: Results of the OSL dating on the 250-180 μ m quartz grains. (a) : Distribution of equivalent doses (D_e) in histograms. N represents the total aliquots number. (b) Radial plots of the measured doses using *Galbraith et al, 1999*.

4.1.1. The 250-180 μm quartz fraction

For IR08-2, there was plentiful quartz in this size fraction, and preheat and test dose response data were generated from this sample (Figure 7). The unweighted mean value for the D_e is 30.2 ± 1.0 Gy, the weighted mean value is 32.5 ± 0.4 Gy, the D_e for the Central Age Model (CAM) is 31.5 ± 1.0 Gy, with an over-dispersion (σ) of $13.0 \pm 2.5\%$ (Galbraith et al., 1999). This dispersion correlates well with the average generated from the radial plot, which shows a relative error of ~ 10 percent (Figure 8). All of these methods converge at a D_e in the range of 30 to 33 Gy and even the Minimum Age Model (MAM) generates a D_e of 31.4 ± 2.9 Gy.

The IR08-3 sample displayed an unweighted mean D_e of 23.6 ± 1.7 Gy, and a weighted mean D_e of 25.3 ± 0.5 Gy. The CAM estimates a D_e of 24.2 ± 1.5 Gy and the sample presents a higher dispersion of $24.9 \pm 4.6\%$. Following the instructions of Bailey and Arnold (2006), we calculated a D_e of 20.5 ± 5.8 Gy using the MAM (three parameters). The modest variability of the differing D_e values (essentially ~ 20 Gy to 25 Gy) can be attributed to two scenarios: 1) this sample is young enough to present a greater mixture of easily identifiable poorly bleached grains (Bailey and Arnold, 2006) or 2) the deposit itself is composed of poorly sorted sediments from vastly different sources (i.e. an eolian pulse atop a fluvial deposition).

The IR08-4 sample has an unweighted mean D_e of 32.1 ± 1.5 Gy, a weighted mean D_e of 33.6 ± 0.7 Gy and the CAM estimates a D_e of 32.1 ± 1.4 Gy with an over-dispersion (σ) of $15.0 \pm 3.7\%$, and the MAM produces a D_e of 31.9 ± 3.7 Gy. For calculations on the D_e we kept only 16 aliquots (out of a possible 24) because a third of them yielded very small D_e (< 13 Gy) with high uncertainties. These aliquots were rejected because they had > 20 percent recycling and a poor test dose response higher than 15 percent. As mentioned previously, we speculate that the results could either be a product of post-depositional bioturbation, an indication of impurities in the quartz because some of the rejected quartz grains showed inclusions of plagioclase when viewed microscopically, or an indicator of an eolian influx associated with post depositional cementing because a grey silty unit

corresponding to a fine dust deposit is in the top position of the log profile (Figure 4). We do not think the lowest D_e 's are a result of bioturbation processes because there was no discernable mixing of the sediment layers, no krotovina, and layering in the sediment was clearly visible and not disturbed.

The IR09-2 sample has an unweighted mean D_e of 70.9 ± 3.5 Gy, a weighted mean D_e of 70.5 ± 1.0 Gy and the CAM estimates a D_e of 68.5 ± 3.4 Gy with an over-dispersion (σ) of $26.1 \pm 3.7\%$. We calculated a D_e of 56.4 ± 14.5 Gy using the MAM (three parameters) and this inconsistency in doses suggests that a large number of grains were not well exposed to sunlight before the deposition. If we assume that the first generation of grains simply represents a thin film of continually reworked surface grains on the top of the original fan surface and that the grains with higher equivalent doses is actually the true maximal depositional phase, we would incorporate second population of the collected D_e values for the sample (Table 2, Figure 9). Using the maximum values of 17 aliquots, the average D_e converges on 86.5 Gy. On the other hand, if we assume these higher equivalent doses simply represent partially bleached grains from the original depositional event, then using the smaller equivalent doses of this sample (at 56 to 71 Gy) will give two very different ages for the fan.

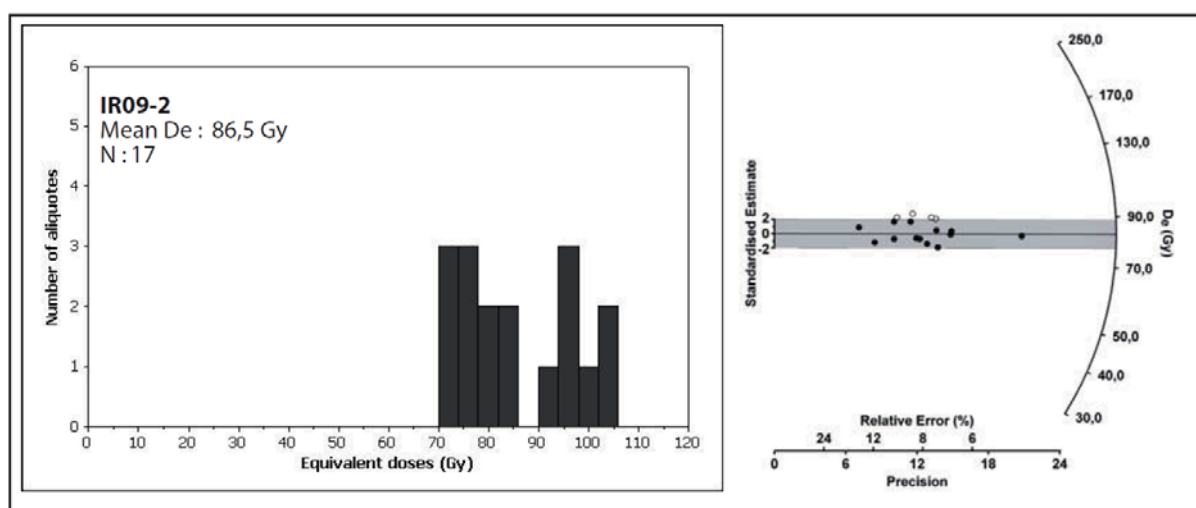


Figure 9: Results of the OSL dating on the 250-180 μ m quartz grains for the higher range of the IR09-2. (a) : Distribution of equivalent doses (D_e) in histograms. N represents the total aliquots number. (b) Radial plots of the measured doses using Galbraith et al, 1999.

4.1.2. The 150-90 μm quartz fraction

For IR08-2, the smaller size fraction (150-90 μm) represented in the radial plot function, shows higher equivalent doses for unweighted mean D_e (Figure 10). The histogram plot doesn't replicate the tight distribution seen in the coarser grain size and the meaning for the degree of over-dispersion found in this fraction (>35 percent) is unclear. The range of grain sizes was about the same as the previous range (250-180 μm vs. 150-90 μm) so our only guess for the change is an assumption that the larger quartz grains were more uniformly bleached before deposition. To calculate the equivalent dose, 14 aliquots were used from the total of 15 aliquots as only a sparse amount of quartz was available for analyses. The unweighted mean value for the D_e is 31.4 ± 3.5 Gy, the weighted mean D_e is 30.5 ± 0.6 Gy, the central age model estimates a D_e of 29.6 ± 2.8 Gy with an over-dispersion (σ) of $34.1 \pm 6.8\%$, and the MAM provides an estimate of 21.1 ± 7.1 Gy.

For IR08-4, the radial plot (Figure 10) shows a larger dispersion of the D_e 's (~35 percent), which, again, was not seen in the coarser grain size. We accept that this dispersion could be an artefact related to the paucity of data for the finer sizes as only nine aliquots were used here. For this fraction the unweighted mean D_e is 39.7 ± 4.4 Gy, the weighted mean D_e is 39.9 ± 1.1 Gy and the central age model estimates a D_e of 37.9 ± 4.5 Gy with an over-dispersion (σ) of $34.0 \pm 8.9\%$. We then estimate a D_e of 28.7 ± 14.7 Gy using MAM (three parameters).

These limited results show that within the finer grain size fraction, the over-dispersion in the equivalent dose values is greater than that in the coarse grain size fraction and this generally supports our assumption that the coarser grain sizes were more uniformly bleached, and thus more suitable for OSL analyses.

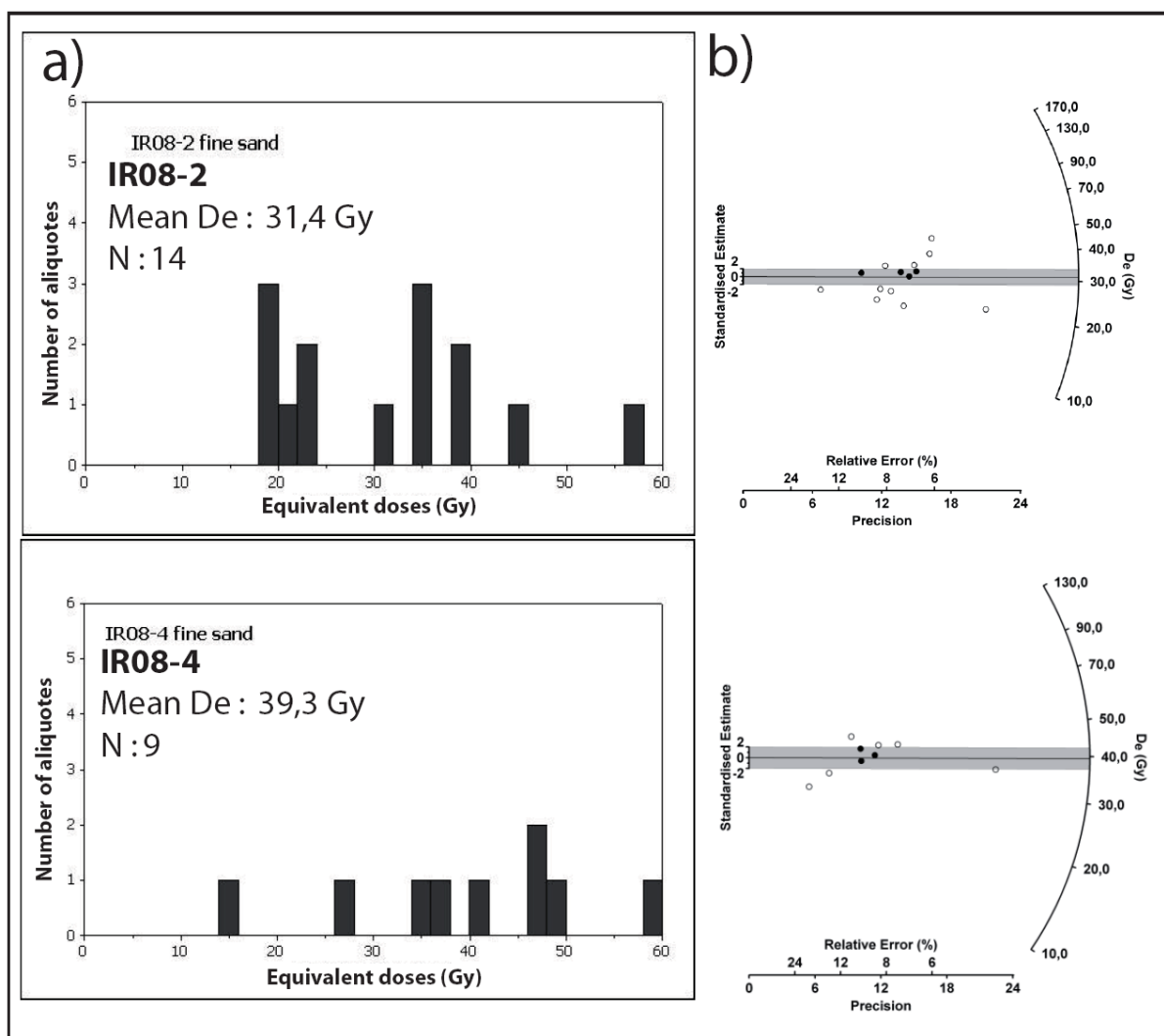


Figure 10: Results of the OSL dating on the 150-90 μm quartz grains. (a) : Distribution of equivalent doses (D_e) in histograms. N represents the total aliquots number. (b) Radial plots of the measured doses using Galbraith *et al*, 1999.

4.2. Polyminerale analyses

In an attempt to identify and validate the best method for calculating the D_e of the quartz equivalent doses, we decided to run IRSL on the silt fraction of the samples. This should give us the “worst case model” or maximum equivalent doses that could be contained within the sediment. The IRSL would also avoid problems with possible saturation of the decay curves, answer whether or not fine silts were sourced from different depositional sources than the coarser sands, and supply a prediction for the bleaching history of the grains.

The IRSL signals show higher intensity in the measured signal for IR08-4 than for IR08-2 (Figure 11 and Table 3) in spite of the fact that the dose rates were the same (Table 1). Both of these samples were adequately fitted to an exponential function and did not show saturation in the signal although the resulting ages were different (IR08-2 was ~47 Gy and IR08-4 was ~67 Gy). Both of the samples were from the same generation of fan (F1) and the quartz OSL ages were similar (~32 ka). For the sample IR08-2, IRSL data more closely matches the quartz OSL data than does the data for IR08-4, leading us to believe one deposit was better bleached than the other.

Table 3: Results for IRSL analyses.

<i>Sample name</i>	<i>% Water content^a</i>	<i>K (%)^b</i>	<i>Th(ppm)^b</i>	<i>U (ppm)^b</i>	<i>Cosmic dose additions (Gy/ka)^c</i>	<i>Total Dose rate (Gy/ka)</i>	<i>Equivalent dose (Gy)</i>	<i>Age (ka)^d</i>
IR08-2 <i>4-11μm</i>	3 (22)	0.27 \pm 0.02	1.72 \pm 0.17	1.62 \pm 0.09	0.25 \pm 0.02	1.56 \pm 0.08	46.8 \pm 0.12	29.3 \pm 1.50
IR08-4 <i>4-11 μm</i>	2 (13)	0.29 \pm 0.03	1.72 \pm 0.13	1.51 \pm 0.06	0.25 \pm 0.02	1.58 \pm 0.06	66.8 \pm 0.19	42.3 \pm 1.68
IR09-2 <i>4-11μm</i>	3 (37)	0.29 \pm 0.03	1.72 \pm 0.13	1.51 \pm 0.06	0.31 \pm 0.02	3.57 \pm 0.11	180.4 \pm 5.36	50.52 \pm 2.20

a) Field moisture, with figures in parentheses indicating the full sample saturation %. Ages calculated using 30-35% of saturation values (i.e 10% when full saturation is 34%).

b) Analyses obtained using laboratory Gamma Spectrometry (low resolution NaI detector).

c) Cosmic doses and attenuation with depth were calculated using the methods of Prescott and Hutton (1994).

d) Linear + exponential fit used on equivalent dose, errors to one sigma. No fading are reported on the calculated ages.

The older IR09-2 sample did show a saturated signal for the IRSL, even when fitted to an exponential function, and also exhibited a higher equivalent dose (180 Gy) and subsequently doubled age than any calculation from the 250-180 μm of the quartz fraction.

Fading tests were carried out on the samples following the instructions of (Auclair et al., 2003) and we recorded fades of 1 to 2 percent, indicating little to moderate signal instability in this sample. The fading rate can be quantified by the *g*-value, which corresponds to the percentage of fading loss per decade of time. These values are a ratio of luminescence emission after storage of 21 days divided by the immediate measurement (a ratio of 1.0 indicates stable luminescence), and we corrected to the “*g*” factor (i.e. *Huntley and Lamothe, 2001*) using their formulas in a simple worksheet. Anomalous fading tests on the stability of the IRSL signal were performed on three samples (IR08-2, IR08-4 and IR09-2).

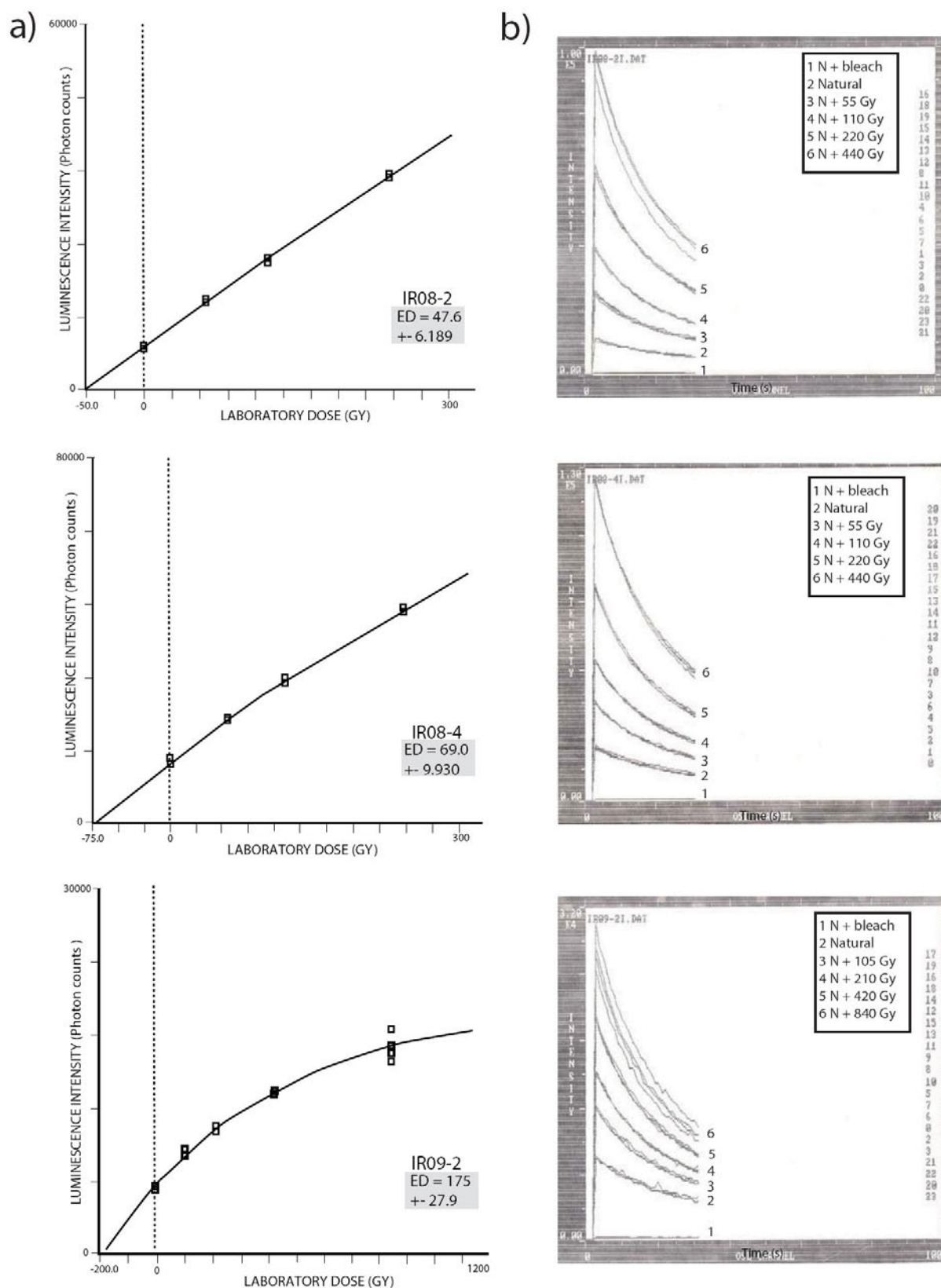


Figure 11: a) Results of the IRSL dating on the 4-11 μm feldspaths grains size for IR08-2, IR08-4 and IR09-2 samples. b) Diagrams showing the luminescence decay curves of diverse β -irradiation doses for IR08-2, IR08-4 and IR09-2 samples.

5. Ages and slip-rates

5.1. Ages of alluvial fan deposition

At Trench Creek, the luminescence analyses provide the burial ages on the F0 and F1 alluvial fan surfaces. OSL analysis of the IR08-3 sample, collected on the F0 fan surface, gives a minimum age of $16.3 \text{ ka} \pm 4.6 \text{ ka}$. IR08-2 and IR08-4 samples have identical ages for the two deposits of the F1 fan, even though the samples are from different basins, and yield maximum age of $31.8 \pm 1.9 \text{ ka}$ (Table 2). These luminescence ages confirm our morphological interpretations that present disparate outcrop exposures of the F1 surfaces must have been deposited contemporaneously in this area.

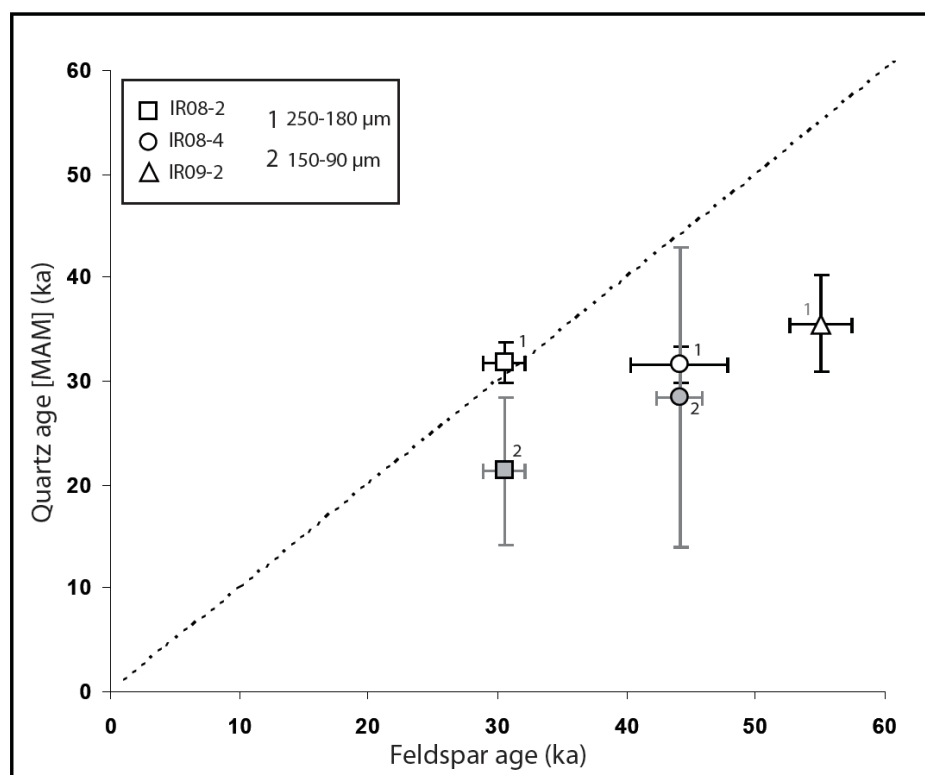


Figure 12: Comparison of feldspar and quartz ages for two grain fractions. The dashed line represents a ratio of 1 between ages. Quartz ages are consistently younger than feldspar ages. Note that the IR09-2 sample (open triangle) shows saturated signals for quartz and feldspar components.

Figure 12 illustrates the fact that our IRSL analyses provide ages that are generally older than the quartz OSL ages. The fading correction on the IRSL ages only increases a $\sim 29 \text{ ka}$ age to $\sim 31 \text{ ka}$ age for IR08-2 and a $\sim 42 \text{ ka}$ age to $\sim 44 \text{ ka}$ for IR08-4, so this would not be a cause of the

discrepancy. IR09-2 produces an IRSL age of ~ 51 ka which does not overlap at all with the quartz OSL ages (23-36 ka). Comparable results have been described in other studies (*Olley et al., 1998; Olley et al., 1999; Porat et al., 2001; Jain et al., 2004*). There are also discrepancies in equivalent doses data between the different quartz OSL grain fractions (Table 2) suggesting also that the finest grain size and the polymineral silts were not as uniformly or well bleached or have a more complex history prior deposition and thus can provide only maximum ages on the slip rates of the associated faults.

At Farm Creek the quartz OSL dating provides a maximum age of 35.5 ± 4.7 ka for the F2 surface, if we accept the higher equivalent dose data set of the IR09-2 sample. If we accept only the smaller equivalent dose data (assuming these aliquots to have a larger proportion of better bleached grains) this surface age is lowered to 23.1 ± 6.3 ka. We consider the ~ 23 ka age as a probable underestimation because the histogram shows at least four grain populations and we can't rule out contamination from the cementing carbonate material.

Our previous discussion (section 4.1.1) illustrated the possibilities and conclusions that could result from different depositional events. No unique conclusion can be validated; however, we would like to note that the IR09-2 block sample was collected close to the surface within a carbonate-rich surficial layer. We suspect either carbonate alteration and/or adjunction of eolian material could be responsible of the rejuvenation of the deposits on the top of the fan surface. Figure 11 and appendix show that the quartz OSL and IRSL curves are close to saturation and this behaviour was not seen in the decay curves for the Trench Creek samples. We can calculate an age of 55.1 ± 2.42 ka for this sample when using the fading-corrected D_e values. Because we see saturation in both mineralogical systems, we suspect that any age from this sample is a minimum and since we can not sort out the degree of saturation, we can not say how much we could be underestimating the age of this sample.

5.2. Quaternary slip-rates

At the Trench Creek site, combining the age of F1 fan with the cumulative displacements allow estimating a geological horizontal slip rate for the Astaneh fault. In the West Basin, the measured displacement of F1/F0 riser (57 ± 5 m) and the oldest OSL age of 31.8 ± 1.9 ka (IR08-2) for F1 surface together yield a minimum slip-rate of 1.8 ± 0.3 mm/yr. In the West Middle Basin, the measured F1/F0 riser offset (59 ± 14 m) and the oldest OSL age of 31.8 ± 1.9 ka (IR08-4) for the F1 surface, yield a horizontal slip-rate of 1.9 ± 0.6 mm/yr.

At Farm Creek, the mean displacement of F2/F1 riser and F2 ridge (112 ± 15 m) and the IRSL age of F2 surface (55.1 ± 2.4 ka) yield a slip rate of 2.0 ± 0.3 mm/yr. It is interesting to note that we found the same result (~ 2 mm/yr) when considering the data of the ~ 60 m offset reported for another F1 surface (Hollingsworth, 2007; Hollingsworth *et al.*, *In press*), assuming that F1 surface has the same age as our F1 surface at Trench Creek (~ 32 ka).

6. Conclusions

In this paper we used OSL to date coarse grained matrix material in an arid quartz-poor setting, and this data allowed us to estimate fault slip-rate along the Astaneh fault in Central Alborz. In the following sections, we discuss the three main implications of this work.

6.1. Dating coarse matrix material with luminescence

This study validates our OSL field collecting protocol which consisted of collecting the unconsolidated clastic sediment by hand (no inserting tube) inside a soil pit protected from the light by a portable dark room. In the laboratory, two fractions (i.e. 250-180 μ m and 150-90 μ m) of this coarse matrix were analysed and do not produce equivalent ages, for which we postulate better or more uniform bleaching for one size. The equivalent doses obtained from the fine sand (250-180 μ m fraction) presented, in most cases, a low over-dispersion ranging from 13% to 26% suggesting that

the majority of grains were well bleached and that this fraction represents the true intact burial age. We believe therefore, that dating the coarser matrix in alluvial fans with OSL spotlights a potential application for tectonic and paleoclimatic studies in arid settings. Moreover IR08-2 and IR08-4 were collected with two different techniques (i.e. block vs. manual extraction) and the fact that the same ages were measured for both of these fans confirms the relevance of these two protocols for collecting samples.

The validity of our protocol is also enhanced by the fact that the Astaneh fault slip rates estimated from OSL ages are perfectly consistent with the GPS data showing that the deformation is accommodating mainly by left lateral strike slip faults with a rate of 2 mm/yr, in the eastern part of Iran (*Djamour et al., In Press*).

6.2. Alluvial fan deposits and climate relations

Our OSL ages of alluvial surfaces in the Astaneh valley in Central Alborz show that three periods of deposition occurred at ~16 ka, ~32 ka and ~55 ka. Figure 13 shows that the three ages correlate with loess deposition cycles that occurred during the last glacial period in the South Caspian basin (*Frechen et al., 2009; Karimi et al., 2009; Karimi et al., in press*). These ages correlate also with wet periods recorded during the upper Pleistocene paleoclimate in the Arabian-Iran region (*Glennie and Singhvi, 2002; Bray and Stokes, 2004; Kehl et al., 2005; Kehl, 2009*). The emplacement of alluvial fan surfaces F1 (~32 ka) at Trench Creek match with a long wet period, recorded between 35 ka and 25 ka (*Bray and Stokes, 2004*). The same age (~30 ka) was also found at the base of an alluvial fan dated with OSL in Zabzevar region (*Fattahi et al, 2006*). The alluvial fan surface F0 at Trench creek (~16 ka) matches with a globally drier and cooler period during the Last Glacial Maximum (LGM or stage 2) (*Shackleton, 1987; Grootes et al., 1997; Mangerud et al., 2001; Bray and Stokes, 2004; Clark et al., 2009*).

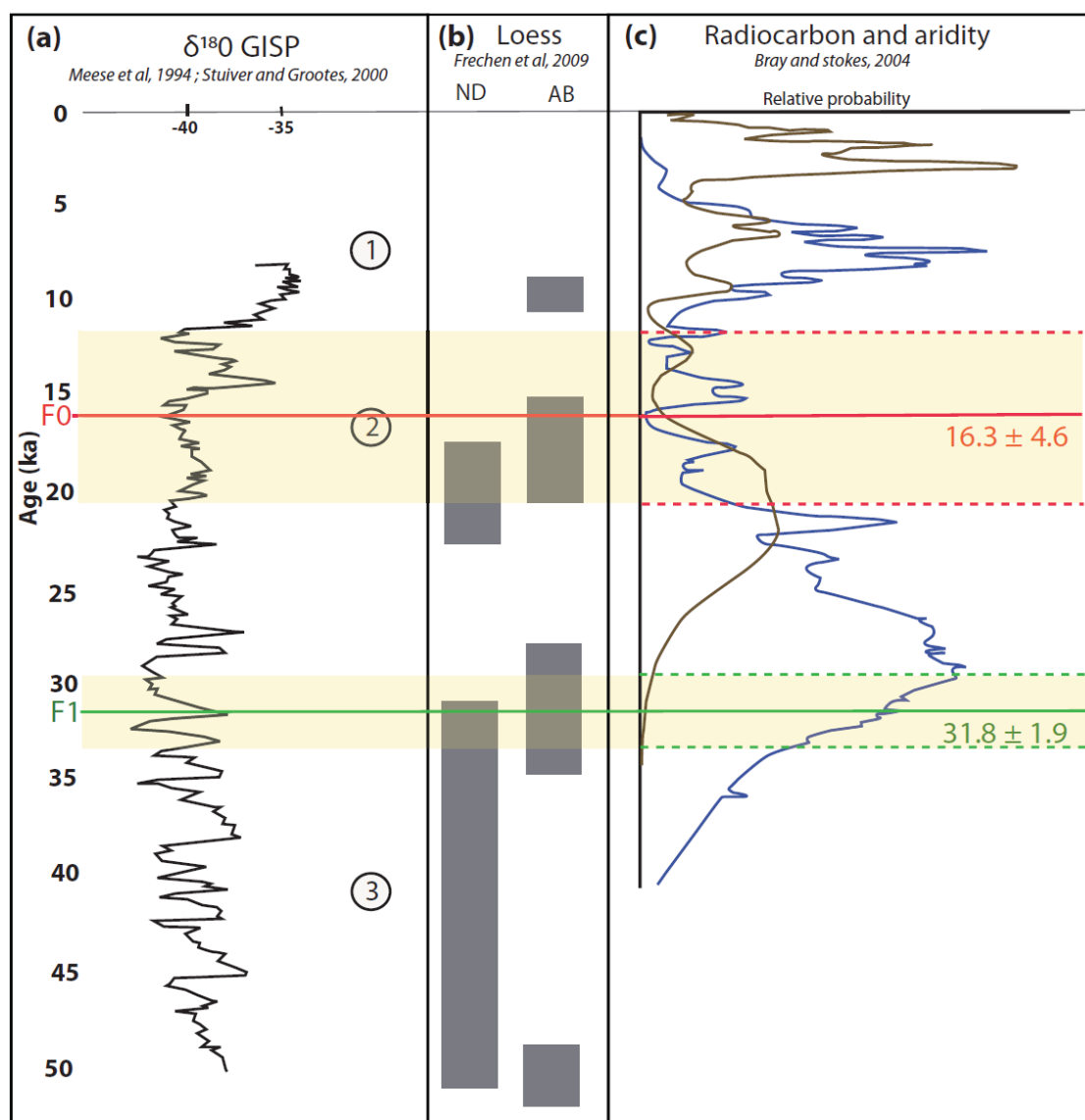


Figure 13: (a) Variation in the $\delta^{18}\text{O}$ record since 50 ka (Meese et al., 1994; Grootes et al., 1997). (1), (2), and (3) correspond to the Marine Isotopic Stage 1, 2, and 3 respectively. (b) Loess deposition cycles recorded in Now Deh (ND) and Agh Band (AB), 2 sites of the South Caspian Basin south-eastern shore (Frechen et al., 2009). These two sites are less than 100 kilometres northward from our study area. (c) Probability density function plots of radiocarbon ages of sediments inferring wet phase deposition across the Arabian Peninsula (blue line) and the probability function of aridity conditions (brown line) in the Arabian peninsula (modified from Bray and Stokes, 2004).

The age for IR08-3 is represented by the red line with the two sigma uncertainties in yellow, and IR08-2 and IR08-4 ages are represented by the green line with the uncertainties in yellow.

The fan deposition could also be correlative to a cosmogenic age of an abandoned alluvial fan (~20 ka) in the Minab area in southern Iran (Regard et al., 2006). The above-mentioned paleoclimate studies show that the last wet period occurred between 12 and 6 ka, and abandoned alluvial surfaces match with this period in several places in Iran (Antoine et al., 2006; Fattahi et al., 2006; Fattahi et

al., 2007; *LeDortz et al.*, 2009; *Walker et al.*, 2009). We do not have data showing that this wet period occurred also in the Astaneh Valley. However, this wet period could correspond to the Fa fan surface that incises the F0 surface at Trench Creek, mentioned in our geomorphologic analyses.

These results suggest that the emplacement of fan surfaces in the Astaneh Valley, occurred during wet, but cooler interstages, rather than during the present interglacial stage as has been observed elsewhere in the similar mountainous and arid settings (*Kocurek and Lancaster, 1999; Reheis et al., 2005*).

6.3. Slip rates

Our luminescence dating of offset alluvial fan surfaces along the Astaneh fault allowed us to determine a left-lateral horizontal slip rate of ~ 2 mm/yr. This slip rate can be estimated using two different ages (~ 32 ka and ~ 55 ka) and still show no significant variations (1.9 ± 0.6 mm/yr and 2.0 ± 0.3 mm/yr, respectively).

This result is in agreement with another ~ 2 mm/yr slip rate determined along the Mosha and Firouzkuh faults (*Ritz et al., 2003; Ritz et al., 2006; Nazari et al., submitted to Tectonophysics*) and the ~ 1 mm/yr slip rate determined along the Taleghan fault (*Nazari et al., 2009*). These three faults correspond to a westward extension of the Astaneh fault. In addition, our slip-rate estimate is consistent with the GPS data in central eastern Alborz, concluding in a present left-lateral interseismic loading of 2.5 ± 1.5 mm/yr along the Astaneh fault (*Djamour, 2004; Vernant et al., 2004; Djamour et al., In Press*).

Acknowledgments

We thank the Geological Survey of Iran for organizing the fieldworks of 2008 and 2009 and we especially thank the technical Iranian staff, notably Mohammad Foroutan, for help in the field. The MAM estimates were performed using an excel spreadsheet provided by Sébastien Huot and the first author would like to acknowledge him for his patience and his tutorial for using the MAM files. We also would like to thank S. Forman, the anonymous reviewer and also R.B. Roberts for their constructive suggestions and their helpful to improve the manuscript and clarify the data. We also would like to acknowledge James Jackson and Philippe Vernant for fruitful discussions about the Quaternary geology of the Astaneh fault. This work has been supported by the INSU/3F French program.

REFERENCES

- Aitken, M. J. (1985). Thermoluminescence dating. *Academic Press, London*.
- Aitken, M. J. (1998). An introduction to optical dating; the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence.
- Alavi, M. (1996). Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics* **21**, 1-33.
- Allen, M. B., Vincent, S. J., Alsop, G. I., Ismail-Zadeh, A., and Flecker, R. (2003). Late Cenozoic deformation in the South Caspian region; effects of a rigid basement block within a collision zone. *Tectonophysics* **366**, 223-239.
- Ambraseys, N. N., and Melville, C. P. (1982). A history of Persian earthquakes.
- Antoine, P., Bahain, J.-J., Berillon, G., Khaneghah, A., and Limondin-Lozouet, N. (2006). Tuf calcaire et sequence alluviale en contexte tectonique actif; la formation de Baliran (Province du Mazandaran, Iran). Calcareous tufa and alluvial sequence in an active tectonic context; the Baliran Formation (Mazandaran Province, Iran). *Quaternaire (Paris)* **17**, 321-331.
- Auclair, M., Lamothe, M., and Huot, S. (2003). Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR. *Radiation Measurements* **37**, 487-492.
- Bailey, R. M., and Arnold, L. J. (2006). Statistical modelling of single grain quartz De distributions and an assesment of procedures for estimating burial dose. *Quaternary Science Reviews* **25**, 2475-2502.
- Bray, H. E., and Stokes, S. (2004). Temporal patterns of arid-humid transitions in the south-eastern Arabian Peninsula based on optical dating. *Geomorphology* **59**, 271-280.
- Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W., and McCabe, A. M. (2009). The last glacial maximum. *Science* **325**, 710-714.
- Colls, A. E., Stokes, S., Blum, M. D., and Straffin, E. (2001). Age limits on the late Quaternary evolution of the upper Loire River. *Quaternary Science Reviews* **20**, 743-750.
- Djamour, Y. (2004). Contribution de la Géodésie (GPS et nivellement) à l'étude de la déformation tectonique et de l'aléa sismique sur la région de Téhéran (Montagne de l'Alborz, Iran). *Ph.D Thesis*.
- Djamour, Y., Vernant, P., Bayer, R., Nankali, H., Ritz, J. F., Hinderer, J., Hatam, Y., Luck, B., Le Moigne, N., Sedighi, M., and Khorrami, F. (In Press). GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran. *Geophysical Journal International*.
- Fattahi, M., Walker, R., Hollingsworth, J., Bahroudi, A., Nazari, H., Talebian, M., Armitage, S. J., and Stokes, S. (2006). Holocene slip-rate on the Sabzevar thrust fault, NE Iran, determined using optically stimulated luminescence (OSL). *Earth and Planetary Science Letters* **245**, 673-684.
- Fattahi, M., and Walker, R. T. (2007). Luminescence dating of the last earthquake of the Sabzevar thrust fault, NE Iran. *Quaternary Geochronology* **2**, 284-289.
- Fattahi, M., Walker, R. T., Khatib, M. M., Dolati, A., and Bahroudi, A. (2007). Slip-rate estimate and past earthquakes on the Doruneh Fault, eastern Iran. *Geophysical Journal International* **168**, 691-709.
- Fattahi, M., Nazari, H., Bateman, M. D., Meyer, B., Sebrier, M., Talebian, M., LeDortz, K., Foroutan, M., Ahmadi Givi, F., and Gorashi, M. (2010). Refining the OSL age of the last earthquake on the Deshir fault, Central Iran. *Quaternary Geochronology* **5**, 286-292

- Forman, S. L., and Pierson, J. (2002). Late Pleistocene luminescence chronology of loess deposition in the Missouri and Mississippi river valleys, United States. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* **186**, 25-46.
- Frechen, M., Kehl, M., Rolf, C., Sarvati, R., and Skowronek, A. (2009). Loess Chronology of the Caspian lowland in Northern Iran. *Quaternary International* **198**, 220-233.
- Galbraith, R. F., Roberts, R. G., Laslett, G. M., Yoshida, H., and Olley, J. M. (1999). Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, Northern Australia. Part 1 : experimental design and statistical models. *Archaeometry* **41**, 339-364.
- Glennie, K. W., and Singhvi, A. K. (2002). Event stratigraphy, paleoenvironment and chronology of SE Arabian deserts. *Quaternary Science Reviews* **21**, 853-869.
- Grootes, P. M., Stuiver, M., Hammer, C. U., Mayewski, P. A., and Peel, D. (1997). Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10 (super -3) -to 10 (super 5) -year time resolution. *Journal of Geophysical Research* **102**, 26,455-26,470.
- Hollingsworth, J. (2007). The Active Tectonics of the NE Iran. *Ph.D. thesis, University of Cambridge*.
- Hollingsworth, J., Walker, R., Jackson, J., Bolourchi, M., Eshraghi, A., Yardley, B. W. D., Taylor, G., Whitham, A., Smith, M., Griffiths, J., Rivett, M., Arthur, J., Kendall, M., Leat, P., Thomas, L., Peacock, S., Catt, J., and Robinson, R. (2007). "Left-lateral strike-slip faulting in the east Alborz, NE Iran." Geological Society of London, London, United Kingdom (GBR).
- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R., and Nazari, H. (2008). Extrusion tectonics and subduction in the eastern south Caspian region since 10 Ma. *Geology (Boulder)* **36**, 763-766.
- Hollingsworth, J., Nazari, H., Ritz, J. F., Salamati, R., Talebian, M., Bahroudi, A., Walker, R., Rizza, M., and Jackson, J. (In press). Active tectonics of the East Alborz mountains, NE Iran; rupture of the left-lateral Astaneh fault system during the great 856 AD Qumus earthquake. *Journal of Geophysical Research*.
- Hollingsworth, J., Fattahi, M., Walker, R., Talebian, M., Bahroudi, A., Bolourchi, M.J., Jackson, J. and Copley, A., (2010). Oroclinal bending, distributed thrust and strike-slip faulting, and the accommodation of Arabia-Eurasia convergence in NE Iran since the Oligocene. *Geophysical Journal International*, in press.
- Huntley, D. J., and Lamothe, M. (2001). Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Canadian Journal of Earth Sciences* **38**, 1093-1106.
- Jackson, J., Haines, J., and Holt, W. (1995). The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran. *Journal of Geophysical Research* **100**, 15,205-15,219.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., and Berberian, M. (2002). Active tectonics of the South Caspian Basin. *Geophysical Journal International* **148**, 214-245.
- Jain, M., Murray, A. S., and Botter-Jensen, L. (2004). Optically stimulated luminescence dating; how significant is incomplete light exposure in fluvial environments? *Quaternaire (Paris)* **15**, 143-157.
- Karakhanian, A. S., Trifonov, V. G., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, K., Jamali, F., Salih Bayraktutan, M., Bagdassarian, H., Arakelian, S., Davtian, V., and Adilkhanyan, A. (2004). Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and northwestern Iran. *Tectonophysics* **380**, 189-219.
- Karimi, A., Khademi, H., Kehl, M., and Jalalian, A. (2009). Distribution, lithology and provenance of peridesert loess deposits in northeastern Iran. *Geoderma* **148**, 241-250.
- Karimi, M., Frechen, H., Khademi, M., Kehl, and A. Jalalian, (in press). Chronostratigraphy of loess deposits in northeast Iran. *Quaternary International*,
- Kehl, M. (2009). Quaternary climate change in Iran - The state of knowledge. *Erdkunde* **63**, 1-17.

- Kehl, M., Frechen, M., and Skowronek, A. (2005). Paleosols derived from loess and loess-like sediments in the Basin of Persepolis, southern Iran. *Quaternary International* **140-141**, 135-149.
- Kocurek, G., and Lancaster, N. (1999). Aeolian system sediment state; theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology* **46**, 505-515.
- Lang, A. (1994). Infrared Stimulated Luminescence Dating of Holocene Reworked Silty Sediments. *Quaternary Science Reviews* **13**, 525-528.
- LeDortz, K., Meyer, B., Sébrier, M., Nazari, H., Braucher, R., Fattahi, M., Benedetti, L., Foroutan, M., Siame, L., Boulès, D., Talebian, M., Bateman, M. D., and Ghorashi, M. (2009). Holocene right-slip rate determined by cosmogenic and OSL dating on the Anar fault, Central Iran. *Geophysical Journal International* **179**, 700-710.
- Madsen, A. T., and Murray, A. S. (2009). Optically stimulated luminescence dating of young sediments; a review. *Geomorphology* **109**, 3-16.
- Mangerud, J., Astakhov, V., Jakobsson, M., and Svendsen, J. I. (2001). Huge ice-age lakes in Russia. *JQS Journal of Quaternary Science* **16**, 773-777.
- Meese, D. A., Gow, A. J., Grootes, P., Mayewski, P. A., Ram, M., Stuiver, M., Taylor, K. C., Waddington, E. D., and Zielinski, G. A. (1994). The accumulation record from the GISP2 core as an indicator of climate change throughout the Holocene. *Science* **266**, 1680-1682.
- Murray, A. S., Marten, R., Johnson, A., and Martin, P. (1987). Analysis for naturally occurring radionuclides at environmental concentrations by gamma spectrometry. *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry Articles* **115**, 263-288.
- Murray, A. S., Olley, J. M., and Caitcheon, G. G. (1995). Measurement of equivalent doses in quartz from contemporary water-lain sediments using optically stimulated luminescence. *Quaternary Science Reviews* **14**, 365-371.
- Murray, A. S., and Wintle, A. G. (2000). Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* **32**, 57-73.
- Nazari, H., Ritz, J. F., Salamati, R., Shafei, A., Ghassemi, A., Michelot, J. L., Massault, M., and Ghorashi, M. (2009). Morphological and palaeoseismological analysis along the Taleghan Fault (central Alborz, Iran). *Geophysical Journal International* **178**, 1028-1041.
- Nazari, H., Ritz, J. F., Walker, R., Alimohammadian, H., Patnaik, R., and Jalali, A. (submitted to Tectonophysics). Palaeoseismic evidence for a medieval earthquake of magnitude ~ 7 in the Firouzkuh (Central Alborz) region of Iran.
- Nilforoushan, F., Masson, F., Vernant, P., Vigny, C., Martinod, J., Abbassi, M., Nankali, H., Hatzfeld, D., Bayer, R., Tavakoli, F., Ashtiani, A., Doerflinger, E., Daignieres, M., Collard, P., and Chery, J. (2003). GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran. *Journal of Geodesy* **77**, 411-422.
- Olley, J., Caitcheon, G., and Murray, A. (1998). The distribution of apparent dose as determined by optically stimulated luminescence in small aliquots of fluvial quartz; implications for dating young sediments. *Quaternary Science Reviews* **17**, 1033-1040.
- Olley, J. M., Caitcheon, G. G., and Roberts, R. G. (1999). The origin of dose distributions in fluvial sediments, and the prospect of dating single grains from fluvial deposits using optically stimulated luminescence. *Radiation Measurements* **30**, 207-217.
- Porat, N., Zilberman, E., Amit, R., and Enzel, Y. (2001). Residual ages of modern sediments in an hyperarid region, Israel. *Quaternary Science Reviews* **20**, 795-798.
- Prescott, J. R., and Hutton, J. T. (1994). Cosmic-ray contributions to dose-rates for luminescence and ESR dating-large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements* **23**, 497-500.
- Regard, V., Bellier, O., Braucher, R., Gasse, F., Bourles, D., Mercier, J., Thomas, J. C., Abbassi, M. R., Shabanian, E., and Soleymani, S. (2006). (super 10) Be dating of alluvial deposits from

- southeastern Iran (the Hormoz Strait area). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **242**, 36-53.
- Reheis, M. C., Reynolds, R. L., Goldstein, H., Roberts, H. M., Yount, J. C., Axford, Y., Cummings, L. S., and Shearin, N. (2005). Late Quaternary eolian and alluvial response to paleoclimate, Canyonlands, southeastern Utah. *Geological Society of America Bulletin* **117**, 1051-1069.
- Richardson, C. A., McDonald, E. V., and Busacca, A. J. (1997). Luminescence dating of loess from the northwest United States. *Quaternary Science Reviews* **16**, 403-415.
- Ritz, J. F., Balescu, S., Soleymani, S., Abbassi, M., Nazari, H., Fegghi, K., Shabanian, E., Tabassi, H., Y., F., Lamothe, M., Michelot, J. L., Massault, M., Chéry, J., and Vernant, P. (2003). Geometry, kinematics and slip-rate along the Mosha active fault, central Alborz. *EGU-AGU-EUG Joint assembly*.
- Ritz, J. F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S., and Vernant, P. (2006). Active transtension inside central Alborz; a new insight into northern Iran-southern Caspian geodynamics. *Geology (Boulder)* **34**, 477-480.
- Seyed-Emami, K., Fursich, F. T., Wilmsen, M., Cecca, F., Majidifard, M. R., Schairer, G., and Shekarifard, A. (2006). Stratigraphy and ammonite fauna of the upper Shemshak Formation (Toarcian-Aalenian) at Tazareh, eastern Alborz, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* **28**, 259-275.
- Shackleton, N. J. (1987). Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews* **6**, 183-190.
- Singhvi, A. K., Sharma, Y. P., and Agrawal, D. P. (1982). Thermo-Luminescence Dating of Sand Dunes in Rajasthan, India. *Nature* **295**, 313-315.
- Tatar, M., Jackson, J., Hatzfeld, D., and Bergman, E. (2007). The 2004 May 28 Baladeh earthquake (M (sub w) 6.2) in the Alborz, Iran; overthrusting the South Caspian Basin margin, partitioning of oblique convergence and the seismic hazard of Tehran. *Geophysical Journal International* **170**, 249-261.
- Thomas, D. S. G., Bateman, M. D., Mehrshahi, D., and O'Hara, S. L. (1997). Development and environmental significance of an eolian sand ramp of last-glacial age, central Iran. *Quaternary Research* **48**, 155-161.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J. F., Sedighi, M., and Tavakoli, F. (2004). Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. *Earth and Planetary Science Letters* **223**, 177-185.
- Walker, R., Fattahi, M., and Talebian, M. (2009). Late Quaternary faulting and environmental change in Iran inferred from dating of alluvial fans, river terraces, and lakebeds. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* **41**, 228.
- Wintle, A. G., and Murray, A. S. (2006). A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements* **41**, 369-391.

APPENDICES

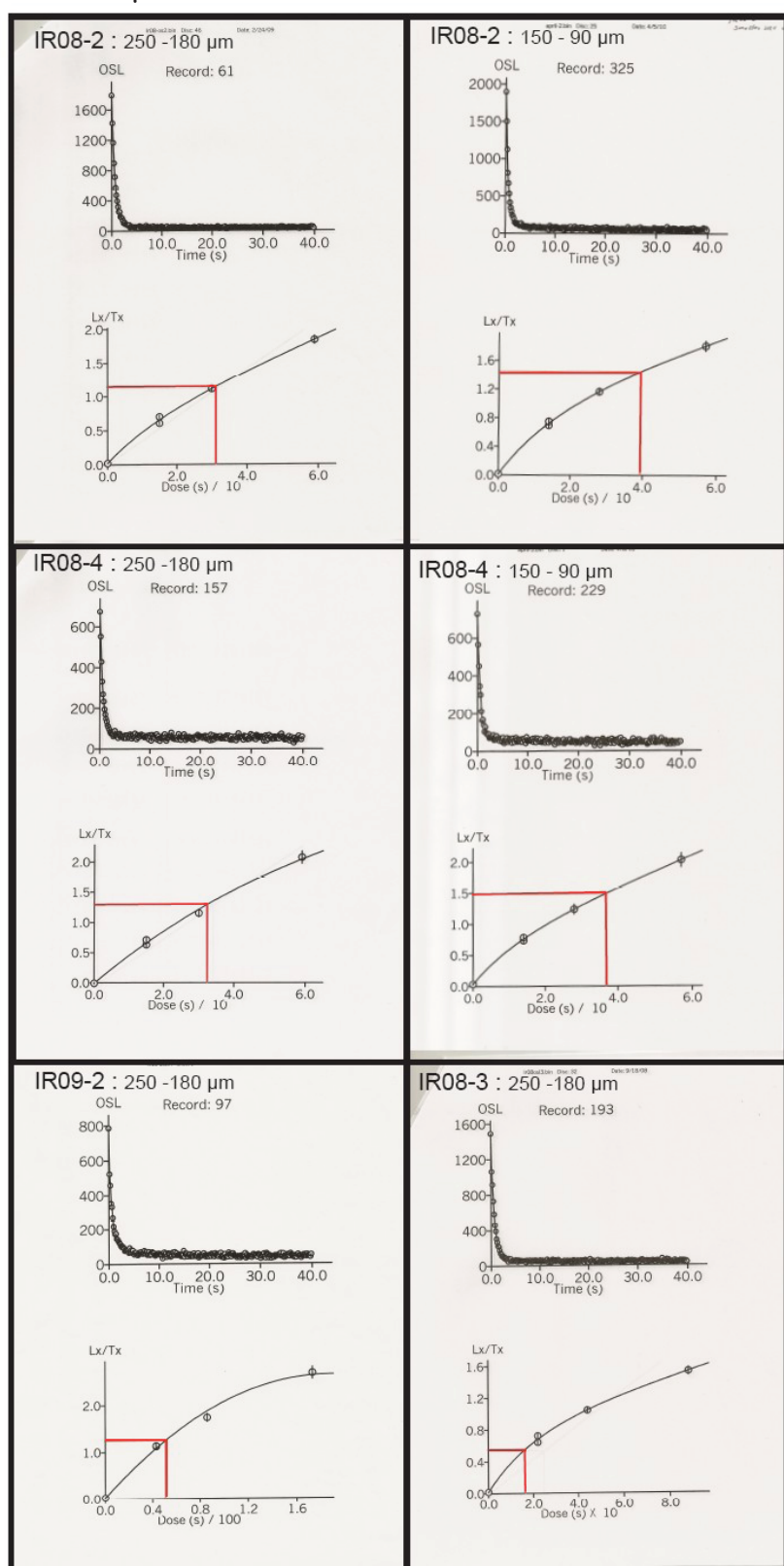
Appendix A : Luminescence parameters for OSL used in preparation and analyses of samples

Measurement parameters:	
Mineral; grain size:	quartz: 250-180 μm , 150-90 μm
Stimulation source:	four clusters LED, emission centered at 470 nm
Power delivered to aliquot:	22 mW/cm ²
Duration of stimulation:	40 seconds
Photomultiplier:	TL/OSL DA 15A/B Reader, Minisys 14
Aliquot temperature:	125°C
Detection filters:	2 Hoya U-340
Normalization:	natural (0.5 sec)
Preheat:	220°C for 10 sec with same cut heat
Equivalent dose evaluation:	single aliquot regeneration (SAR)
Beta effectiveness:	fine grains: $a = 0.07-0.09$
Dose-rate evaluation:	lab and portable χ -spectrometer
Dose rate range:	4.19-3.50 Gy/ka
Water content:	10-30%
Cosmic-ray contribution:	4% of total dose rate

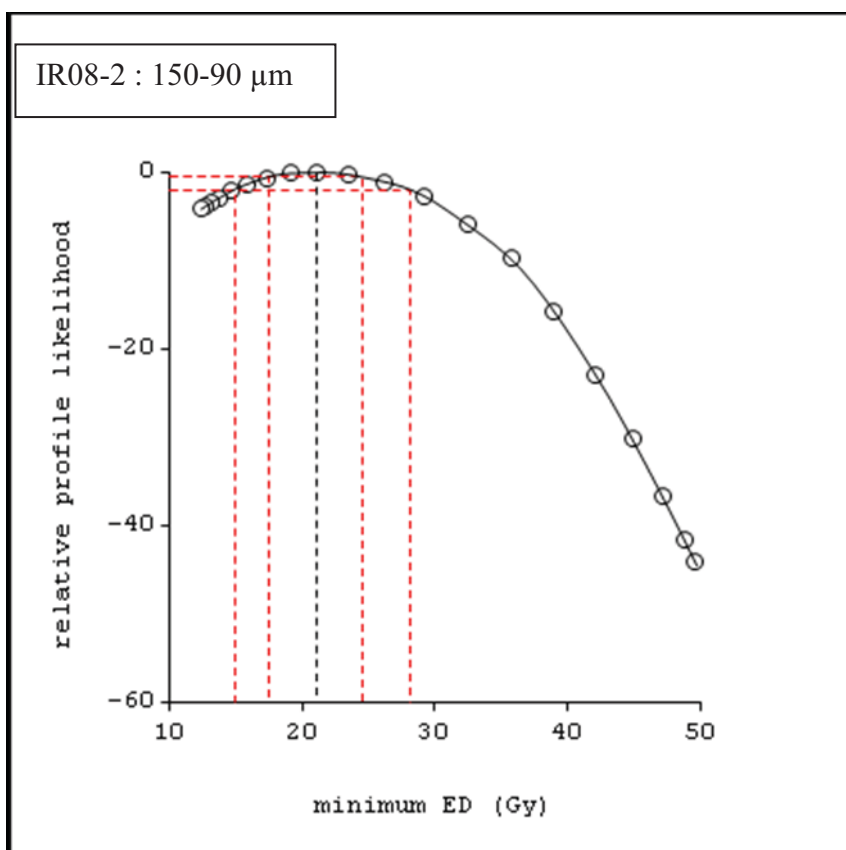
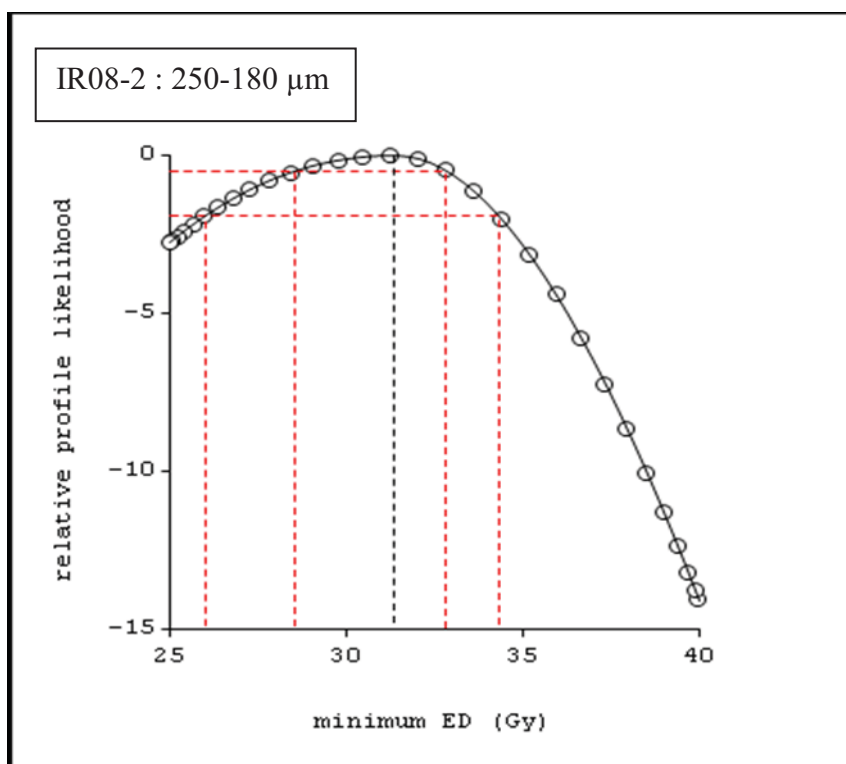
Appendix B : Luminescence parameters for IRSL used in preparation and analyses of samples

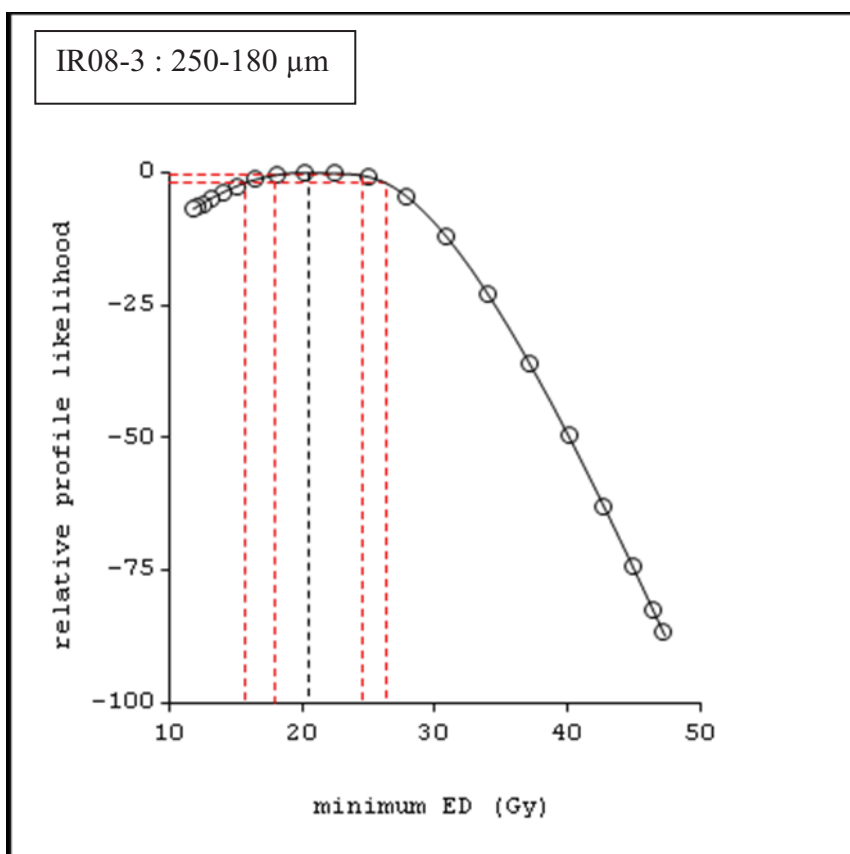
Measurement parameters:	
Mineral; grain size:	polymineral: 4-11 μm
Stimulation source:	30 IR diodes, emission centered on 880 nm
Power delivered to aliquot:	17 m W/cm ²
Duration of stimulation:	100 seconds
Final signal level:	10% of initial
Photomultiplier:	Thorn-EMI 9635Q
Aliquot temperature:	30°C IRSL/ 500°C final TL
Detection filters:	390-490 (blue)
Normalization:	natural (0.5 sec)
Preheat:	124°C for 64 hours
Delay before measurement:	24 hr or more
Equivalent dose evaluation:	additive method using integrated OSL/ satisfactory plateau
Background evaluation:	after bleaching with natural sunlight and quartz window
Alpha effectiveness:	fine grains: $a = 0.07-0.09$
Dose-rate evaluation:	lab and portable χ -spectrometer
Dose rate range:	4.19-3.50 Gy/ka
Water content:	10-30%
Cosmic-ray contribution:	4% of total dose rate

Appendix C : Example of OSL decay curves and dose response curves for our 6 samples, with the 250-180 and 180-150 μm fraction.



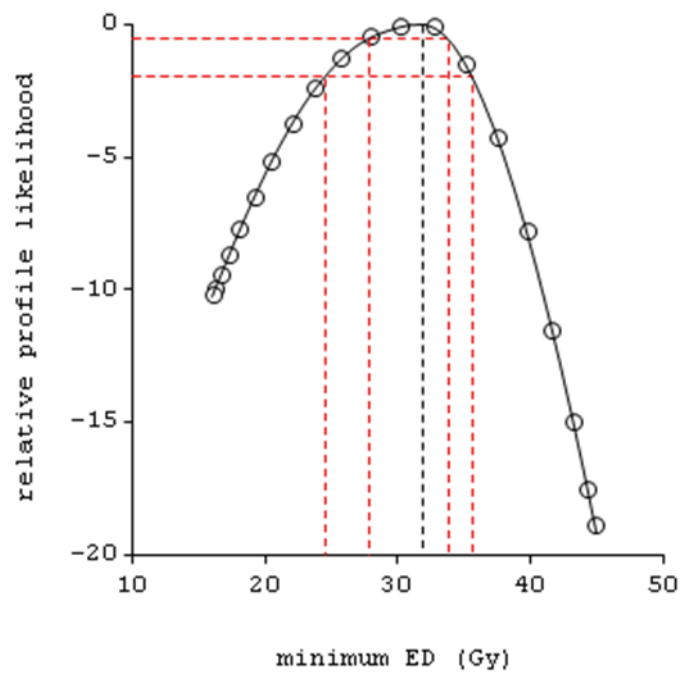
IR08-2 SAMPLE – MINIMUM AGE MODEL (3 PARAMETERS)^o



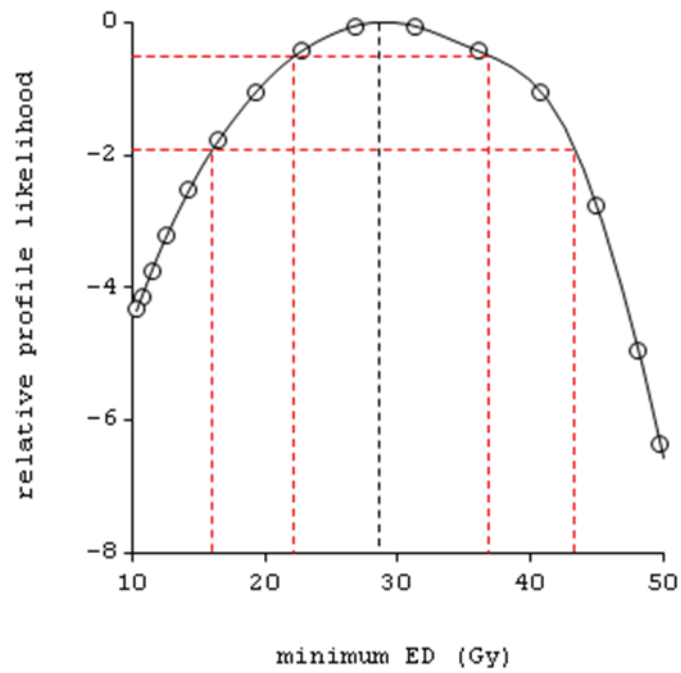


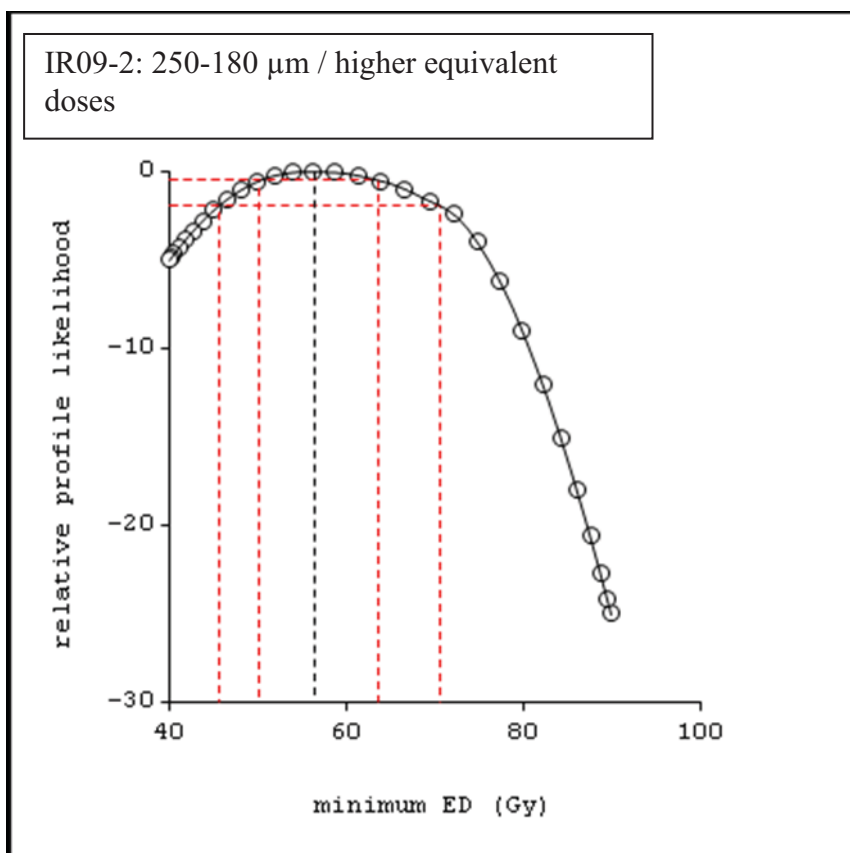
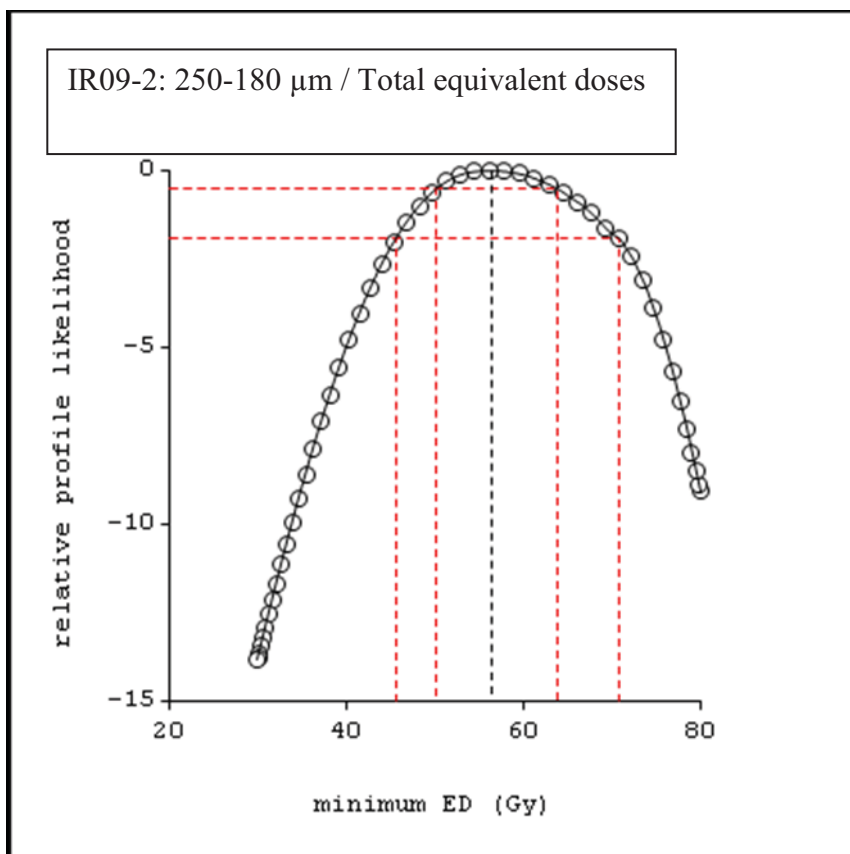
IR08- 4 SAMPLE – MINIMUM AGE MODEL (3 PARAMETERS)^o

IR08-4 : 250-180 μm



IR08-4: 150-90 μm





IV.2.3. Analyses paléosismologiques

Paleoseismological and morphological analysis along the Astaneh Fault (NE Iran).

Article en préparation

Rizza M.^{1,*}, Ritz J-F.¹, Nazari H.², Salamati R.², Mahan S.³, Michelot J-L.⁴, Massault M.⁴, Faroutan M.²

1: Laboratoire Géosciences Montpellier - UMR 5243, Université Montpellier 2, France

2: Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, PO Box: 13185, 1494, Tehran-Iran.

3: US Geological Survey, Box 25046, M.S. 974, Denver CO 80225, USA

4: UMR IDES, Université Paris-Sud, 91405 Orsay, France

**Corresponding author: rizza@gm.univ-montp2.fr Phone : +33 4 67 14 45 94*

Abstract:

The Astaneh fault is classically described as the seismic source that generated the 856 AD Qumis earthquake (estimated magnitude between 7.4 and 7.9), the most destructive earthquake to have occurred in the northeastern part of Iran. In this paper we analyse the paleoseismic records along the Astaneh fault in order to characterize the age of past seismic events, their recurrence intervals and their magnitudes. We present a detailed paleoseismological study carried out within a playa crossed by the fault, where we found evidences for six past earthquakes. Using luminescence and radiocarbon dating we show that these previous surface ruptures occurred during the past ~12 000 years. The most recent surface occurred between 700 ± 20 cal BP (radiocarbon age) and $1,370 \pm 140$ yrs (IRSL age) and could therefore corresponds to the Qumis historical earthquake rupture. Morphological analyses along the fault zone allow estimating a co-seismic offset of 3.9 ± 0.3 m for this last surface rupture, suggesting a moment magnitude comprised between 7.3 to 7.5, comparable to the magnitude estimated for the Qumis historical event. The distribution of past events through time suggests a quasi-periodic seismic model with a mean recurrence interval between earthquakes of 1800 ± 230 years.

Keywords: *Continental neotectonics, Alborz, Astaneh, active strike-slip faulting, paleoseismology*

1. Introduction

Analyses of past seismological records along active faults have shown that periods of activity can alternate with periods of quiescence along a single fault or a group of faults (e.g. Grant and Sieh, 1994, Rubin and Sieh, 1997; Nicol et al., 2009). Along strike-slip faults, paleoseismological evidences have also suggest that faults may have faster rates over short periods (0.5-10 ka) than over large periods of time (~50-100 ka), suggesting the occurrence of earthquakes clustering through time (e.g. Marco et al, 1996; Weldon et al., 2004; Daeron et al., 2007; Nicol et al., 2009). Many processes can be involved to explain these variations of fault activity (i.e. changes in slip magnitude and recurrences intervals), as temporal changes in fault loading rates, fault segmentation and fault interactions (e.g. Wallace, 1987; Khair et al., 2000; Bennett et al., 2004; Dolan et al., 2007). Because analyses of slip rates over a long period of time may not detect variations in the seismic activity, it is therefore important to study the timing and the distribution of individual faulting events along active faults.

In this paper we study the seismic cycle along the Astaneh fault, in northern Iran described as the source of magnitude $M \geq 7.4$, 856 AD Qumis earthquake, one of the most destructive earthquakes recorded in the eastern part of the Alborz mountain range (Ambraseys and Melville, 1982; Berberian and Yeats, 1999; Hollingsworth et al., In press). We carried out a paleoseismological investigation to estimate the ages of the past earthquakes (i.e. recurrence intervals) and to analyze the distribution of the co-seismic slips along the fault.

2. Tectonic setting

Iran is one of the most seismically active continental regions in the world. Numerous strong historical earthquakes with magnitudes $M > 7$ have been recorded since the Islamic

period (Ambraseys and Melville, 1982; Berberian and Yeats, 1999; Berberian and Yeats, 2001). Active deformation in Iran accommodates the Arabian-Eurasian convergence: ~25 mm/yr of shortening are distributed over the Zagros, Alborz and Koppeh Dag mountain ranges and within the Makran and northern South-Caspian basin subduction zones in the SE and NW, respectively (Nilforoushan et al., 2003; Vernant et al., 2004a; Masson et al., 2007). The Alborz mountain range corresponds to the active belt that surrounds the South Caspian Basin. The deformation in its central and eastern parts is partitioned along range-parallel thrust faults and left-lateral strike-slip faults trending NW-SE western-central Alborz and NS-SW in Eastern central Alborz (Jackson et al., 2002; Allen et al., 2003; Ritz et al., 2006; Hollingsworth et al., 2008). The present transtensional strain rate across the belt is characterized by north-south shortening component of 5 ± 2 mm/yr and a left-lateral shearing component of 4 ± 2 mm/yr (Vernant et al., 2004b). A large part of the left-lateral shear is accommodated along a series of left-lateral strike-slip faults in the middle-southern part of the range (i.e. Taleghan, Mosha, Firuzkuh, Astaneh faults), which slip rates range from ~1 mm/yr to 2 mm/yr after morphotectonics analyses (Ritz et al., 2006; Nazari et al., 2009; Solaymani et al., in press; Rizza et al., pending acceptance after revisions). Analysing the cumulative topography across the Alborz belt and the present kinematics of the left-lateral active faults, Ritz et al. (2006; 2009) suggested that the present tectonic setting in Alborz set up very recently and would be associated with a clockwise rotation of the South Caspian Basin, which is consistent with the fault kinematic model proposed by Djamour et al., (in press) from GPS data.

The southern flank of the Alborz mountain range, between 50°E and 55°E longitude, has been affected by large destructive earthquakes through the history: 856 AD ($M_s \sim 7.4$), 958 AD ($M_s \sim 7.7$), 1119 AD ($M_s \sim 6.5$), 1127 AD ($M_s \sim 6.8$), 1301 AD ($M_s \sim 6.7$), 1665 AD ($M_s \sim 6.5$), 1830 AD ($M_s \sim 7.1$) and 1890 AD ($M_s \sim 7.2$) (Figure 1). Few paleoseismological investigations

along the active faults supposed to be the sources of these historical earthquakes suggest that long recurrence intervals of several thousand of years separate those large $M \geq 6.5$ earthquakes (Ritz et al., 2003; Ritz et al., 2006; Nazari et al., 2009; Solaymani et al., in press ; Nazari et al., submitted).

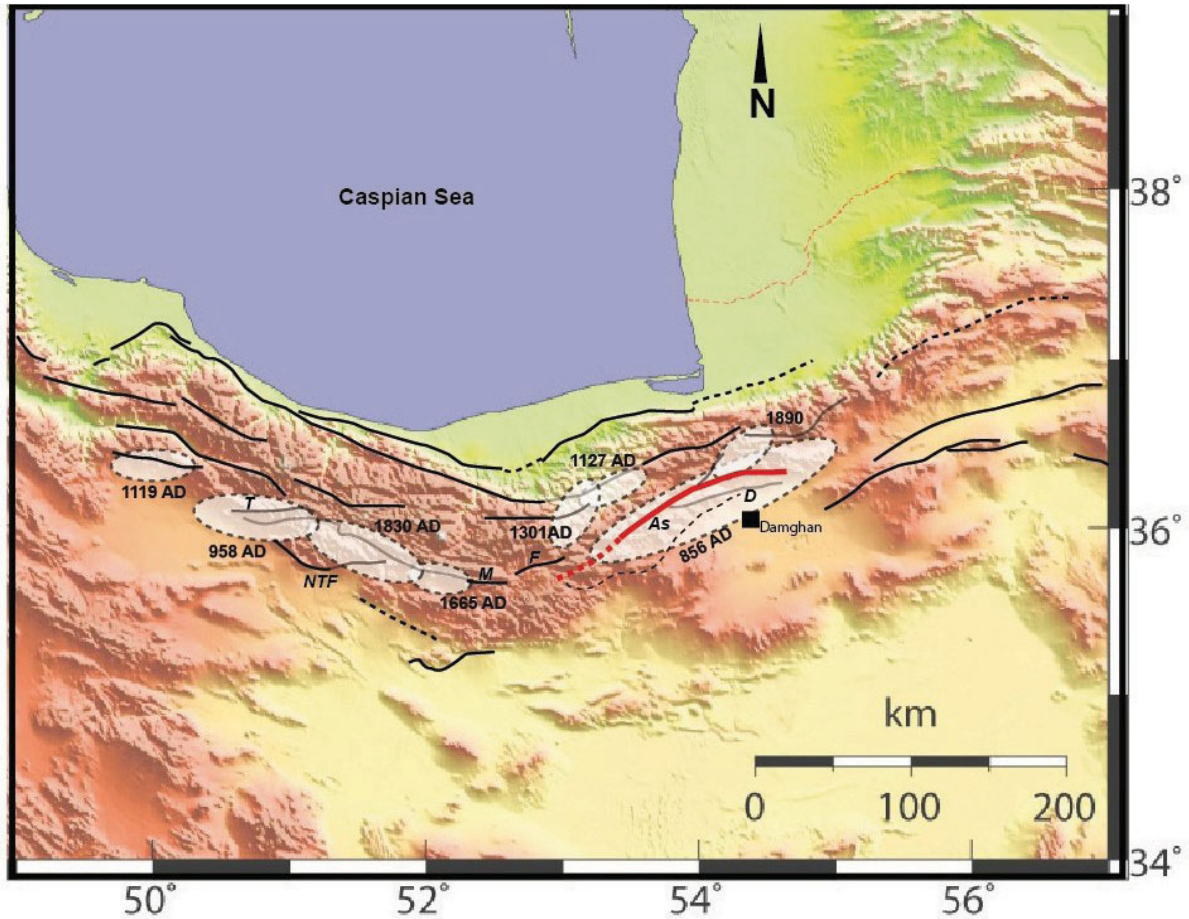


Figure 1: Sketch map of the Central Alborz mountain range with main active faults (black lines) and associated larger historical earthquakes (white filled ellipses) reported by Ambraseys and Melville (1982) and Berberian and Yeats (1999). T: Taleghan fault, NTF: North Teheran Fault, M: Mosha Fault, F: Firuzkuh Fault, As: Astaneh Fault, D: Damghan fault. The possible surface rupture corresponding to the Astaneh Fault is underlined by the red line.

In 856 AD, the Qumis event, destroyed practically the entire city of Damghan, as well as all the villages in the region, causing more than 200,000 deaths (Ambraseys and Melville, 1982; Berberian and Yeats, 1999). Since then, the region seems to be in is seismic quiescence period with, with only a weak microseismic activity at present.

The left-lateral strike-slip Astaneh fault forms a system of ruptures of more than 80 km long with *en echelon* segments trending $\sim N060^\circ$ (Figure 2).

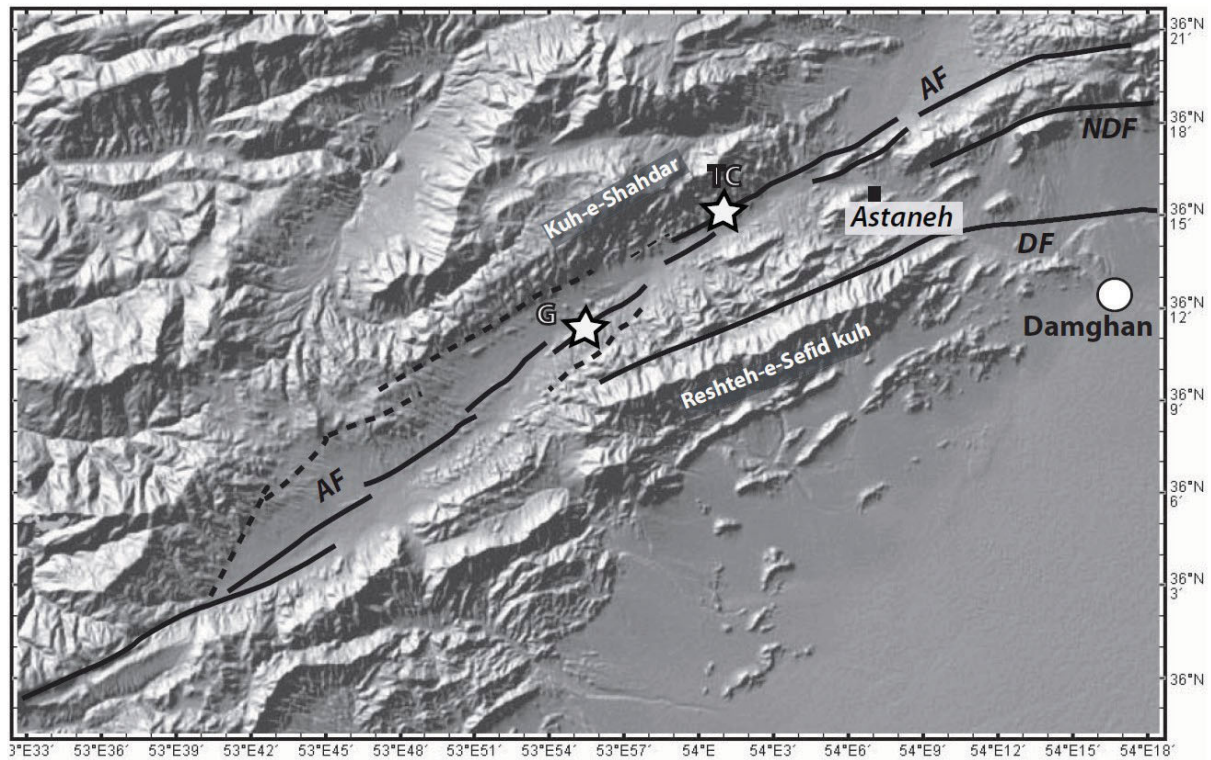


Figure 2: Sketch map of the Quaternary surface ruptures along the Astaneh fault (AF), Damghan fault (DF) and the North Damghan fault (NDF) and location of the paleoseismological and morphological investigations at Trench Creek (TC) and Graben (G) sites.

The Astaneh fault is associated with the Damghan and the North Damghan faults, corresponding to the south-west section of the Shahrud fault system (Hollingsworth, 2008; Hollingsworth et al., In press). The Astaneh fault zone presents clear evidences of recent quaternary ruptures with left-lateral offsets of several tens of meters to several hundred meters reported across the Astaneh Valley (Hollingsworth et al., In press). Using luminescence dating of large alluvial fans displaced along the fault zone, the geological slip rate has been estimated at 1.9 ± 0.6 mm/yr for the past 50 ka (Rizza et al., pending acceptance after revisions) in agreement with the ~ 2 mm/yr slip rate estimated from GPS measurements (Djamour et al., in press). A preliminary paleoseismological investigation suggested that the Astaneh fault was the source of three large earthquakes since ~ 12 ka, including the 856 AD

Qumis earthquake, that were separated by regular time intervals of 3-4 kyrs (Hollingsworth et al., In press). The frequent horizontal offsets of 15-20 m reported along the fault have been interpreted as the cumulative displacement for the last 2-3 earthquakes suggesting a co-seismic slip per event comprised between 5 and 8 m (Hollingsworth et al., In press).

1a

3. Paleoseismological investigations.

Our paleoseismological investigations are located within the northeastern part of the Astenay valley, at the southern piedmont of the Kuh-e-Shahdar massif, along which the Astaneh river is running. There, the Astaneh fault cuts through the toes of alluvial fans deposited on the southern slopes of the Kuh-e-Shahdar massif, and also through fluvial deposits associated with the Astaneh river. Within a site that we named “Trench Creek”, a meander of the river formed a 500 m long playa, cutting by the fault (Figure 3). We focus the paleoseismological investigations within this playa depression assuming that it has been periodically covered by flood water of the Astaneh River, causing the deposition of fine to coarse stratified sands, silts and clays, which are interstratified with surface ruptures associated with faulting events. Two trenches were dug perpendicular to the Astaneh fault. The first one (AT3), was excavated in 2007 within the western part of the playa area and has been described in Hollingsworth et al. (in press) (Figure 4). In this paper, we present the detailed analysis of the second trench (AT5), excavated in 2008 within the eastern part of the playa depression.

The main paleoseismological investigations at AT5 were carried out within a 5 m deep, > 50 m long, N155°E oriented trench, dug with an excavator. We logged the eastern wall with a reference grid of 1x1 m². In Addition, a small trench, 1 m long, 1 m deep, N145°E oriented, was excavated by hand, two meters eastwards the principal trench, to analyse more easily the most recent ruptures near the surface (Figure 5). We logged the western wall with a reference grid of 0.5 x 0.5 m².

In the logging we interpreted fractures presenting horizontal or vertical offsets as faults, and distinguished them from cracks along which no displacements were observed. Note that the digging by the excavator and the dry regional climatic conditions may have contributed to the formation of fissures within the trench.

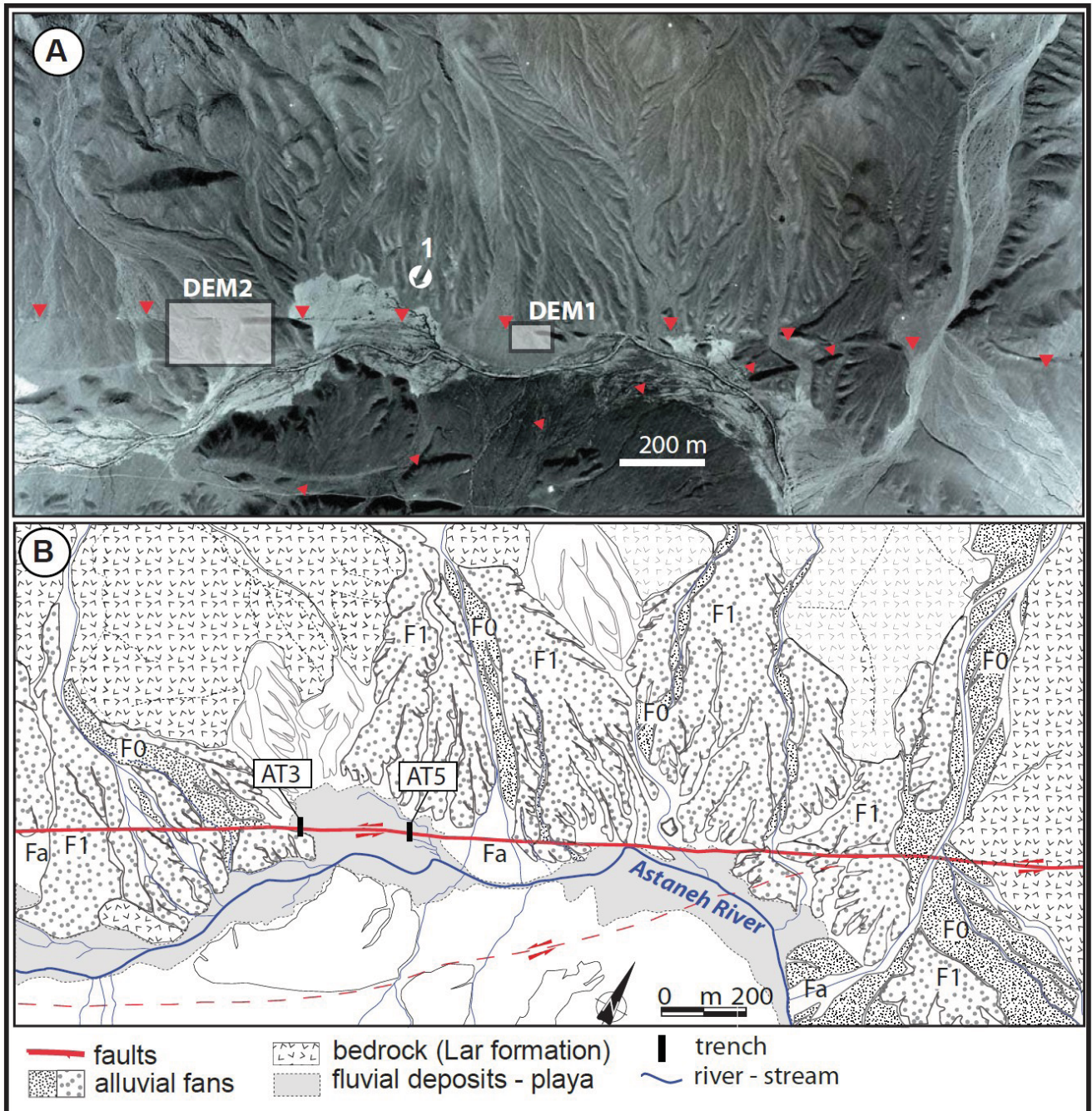


Figure 3: A) Aerial photography of the Trench Creek study area. Red triangles point out the Astaneh surface rupture. (1): location of viewing angle for the panorama presented in Figure 4A. The digital elevation models DEM1 and DEM2 presented in Figure 12, correspond to the white filled square. B) Morphotectonic interpretation of the study area with location of the two trenches AT3 and AT5 (modified after Rizza et al., Quaternary Geochronology).

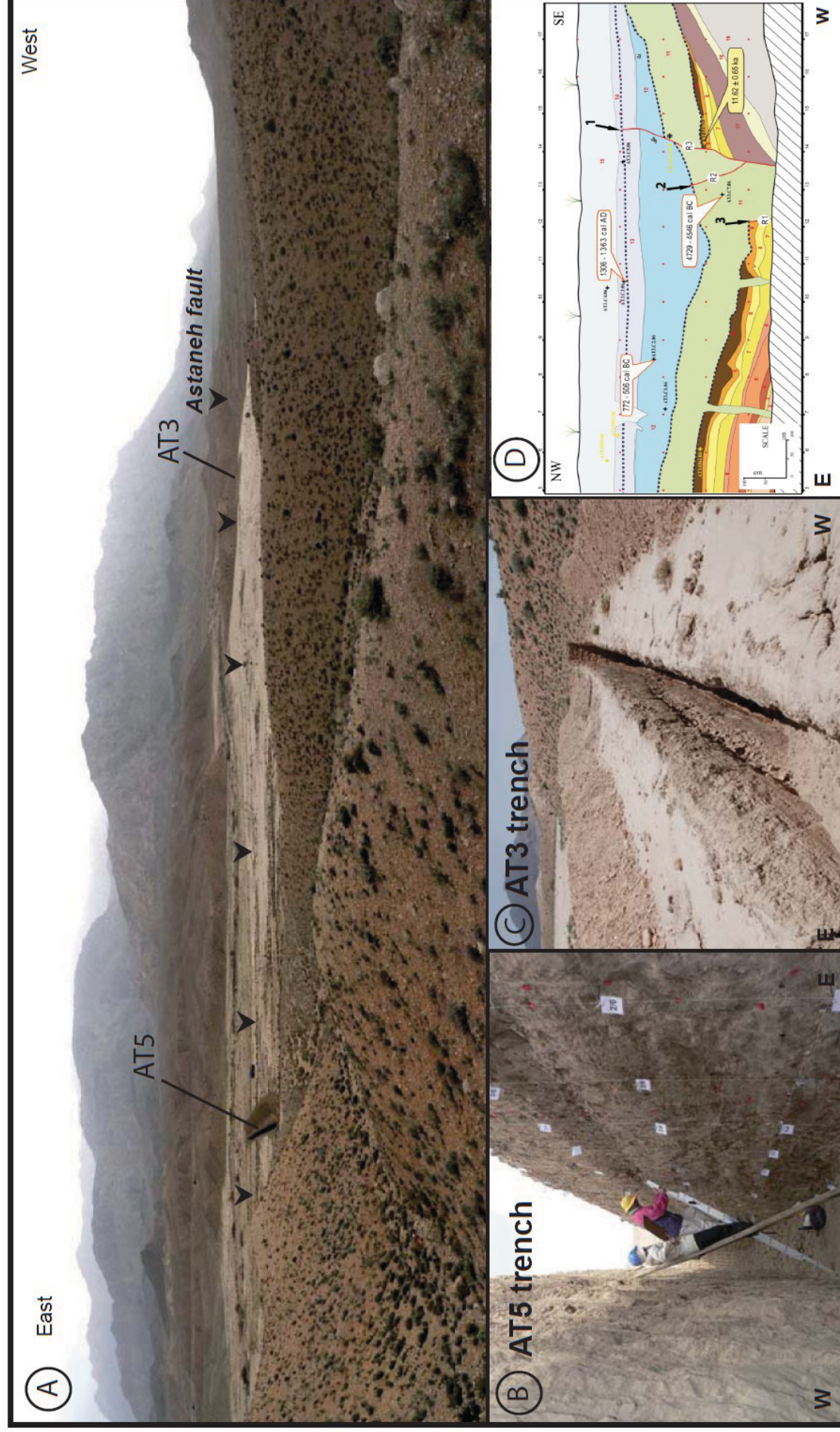


Figure 4: A) Field Panorama looking South of the playa depression at Trench Creek site (taken from the alluvial fan F1), with locations of AT3 and AT5 trenches (black triangles point out the Astaneh fault). B) Photo of AT5 trench. C) Photo of AT3 trench. D) Paleoseismological interpretation of AT3 trench (after Hollingsworth et al., In press)

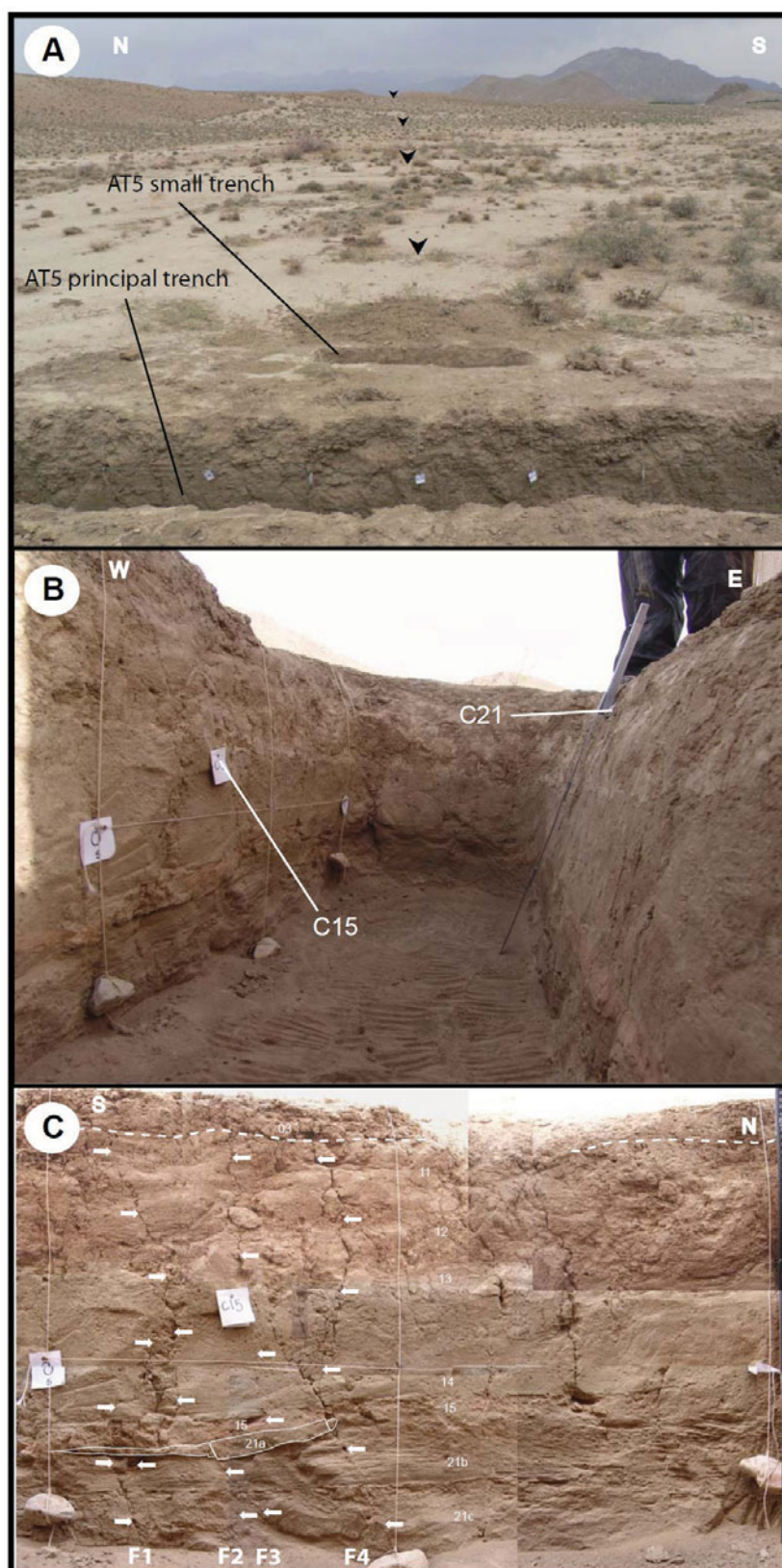


Figure 5: Photos of the AT5 Astaneh main and small trenches. A) Eastwards view of AT5 trenches and the Astaneh fault across the Playa dug. B) View looking north of the small trench AT5 with location of radiocarbon samples C15 and C21. C) Photo mosaic of the western wall of the small trench: white arrows point out with fault), the white dashed line defined the last event horizon at the base of unit 3, white numbers are units numbers.

Within the principal trench we observed a 12 m wide fault zone, showing an intense distribution of the deformation along many fractures. The analysis of the fracture orientations show three major orientations (N015°E, N033°E and N170°E) presenting a strong obliquity with the N055°E trending Astaneh fault (Figure 6).

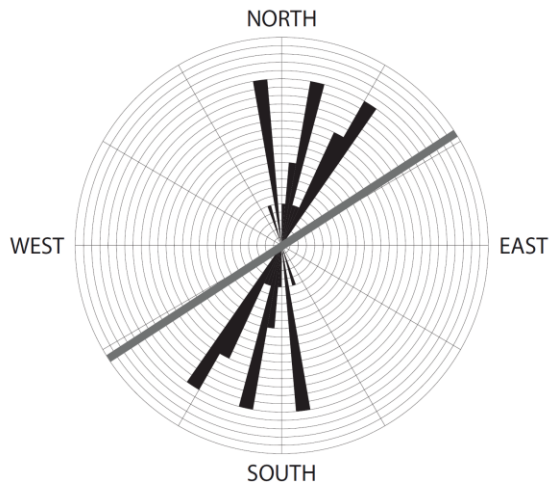


Figure 6: Diagram of the orientations of fractures observed within AT5 trench. The gray line represents the strike of the Astaneh fault (N055°E).

Figures 7 and 8 show our logs interpretations of the AT5 main and small trenches, respectively. We found evidences for a minimum of six events. To constrain the ages of the different events, we collected samples for luminescence dating (fine sands) and for radiocarbon dating (charcoals). Concerning the sampling protocol for luminescence dating, because anomalous signals are often observed with the quartz component (Wintle and Murray, 2006), we duplicate few samples to analyse the feldspar component (Lang, 1994; Forman and Pierson, 2002). More details about material dating are summarized in Tables 1 and 2.

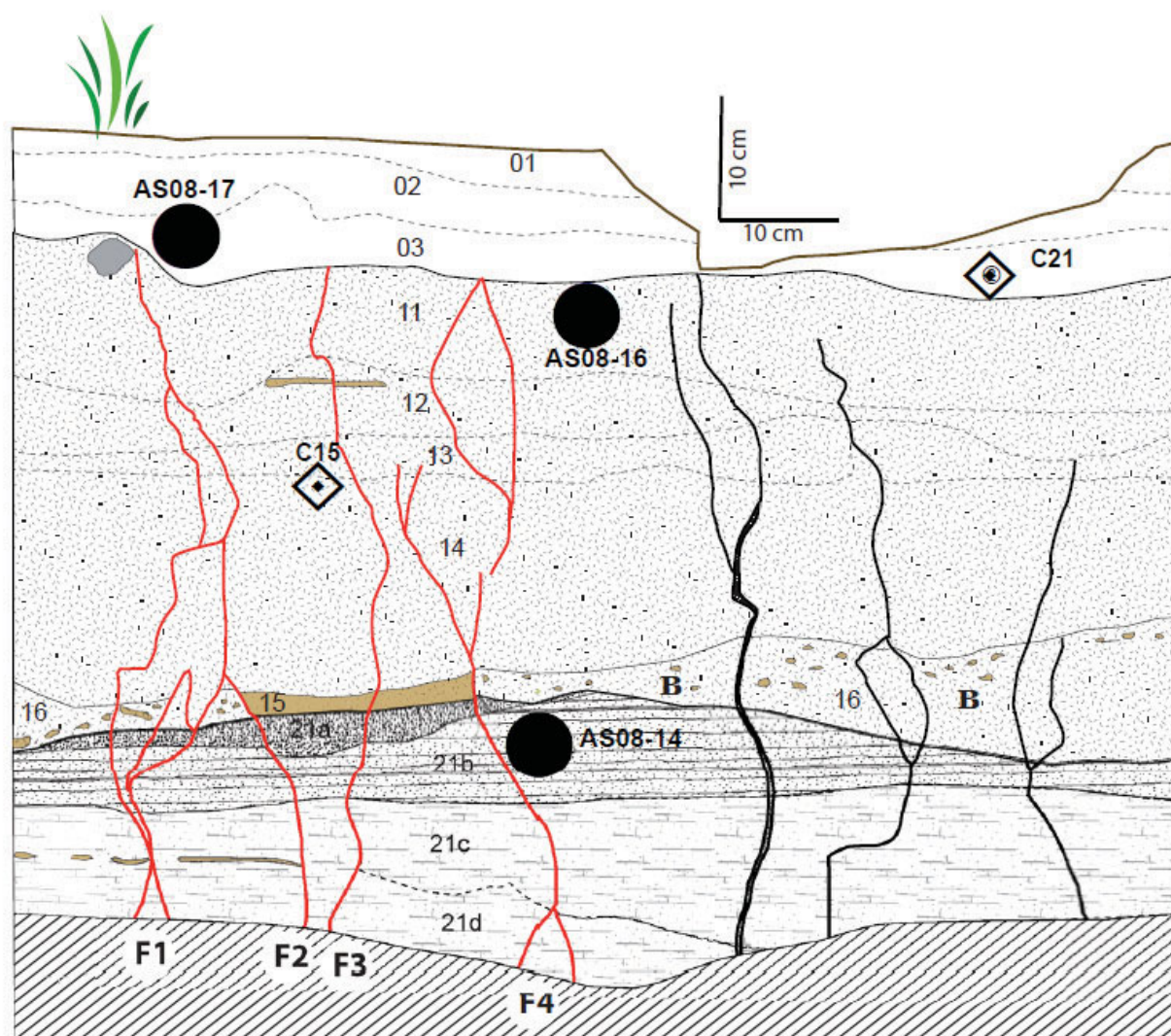


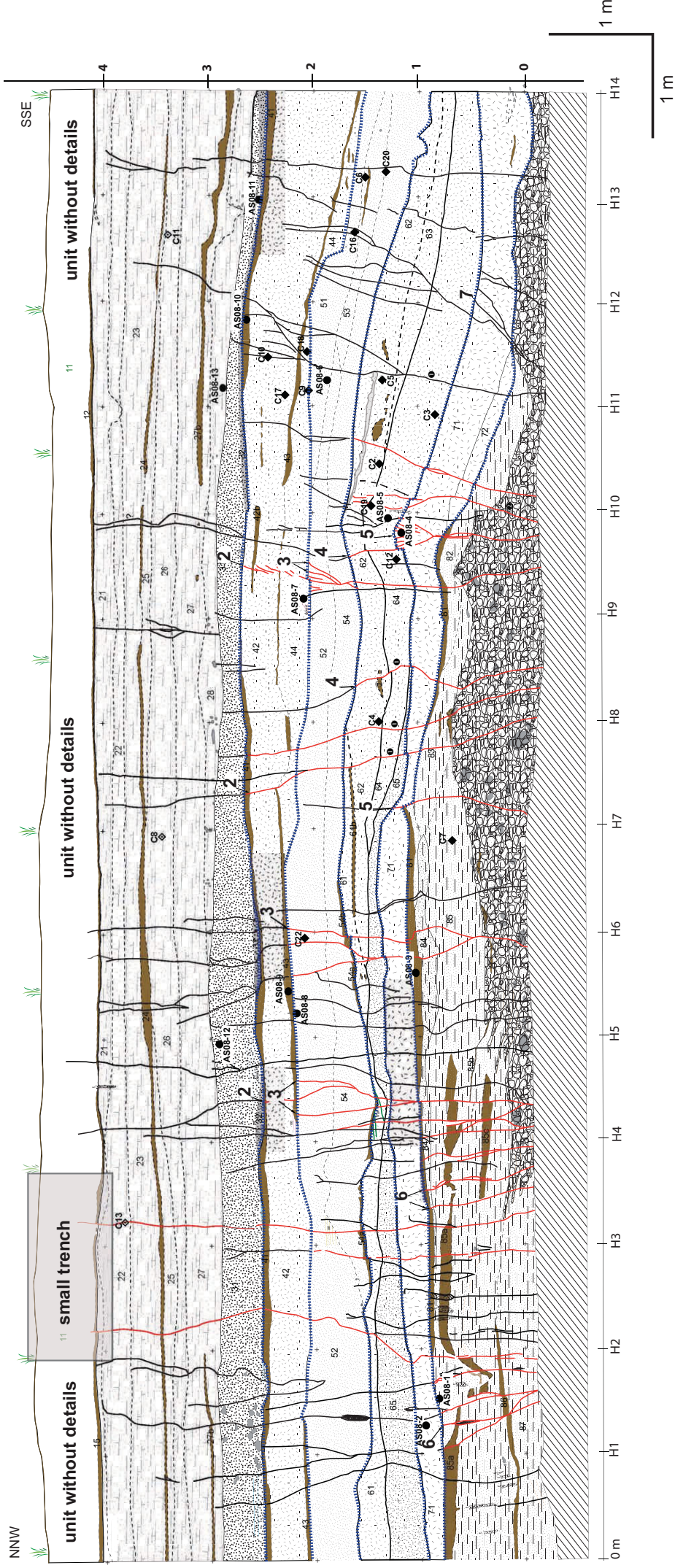
Figure 7: Paleoseismological interpretations of the west wall of the small trench of AT5 (note that radiocarbon sample IR08-C21 was collected in the opposite wall (see Figure 5B). Red lines are for the main faults, black lines for cracks and fissures, black dots for luminescence samples, black diamonds for radiocarbon samples, and evidences of bioturbation are well exposed in unit 15 (B).

Trench AT5 - Astaneh (2008)

GPS point: N 36°15'38.8"
E 54°03'03.0"
1530m

Legend

- Oblique fractures
- Grid
- Luminescence samples
- Carbonation
- IR08-C1
- Number of event
- Fault
- Fissures/ Cracks
- Carbonation
- Pebbles/Cobbles
- Bioturbation



Samples ID	Material	Ages BP	Ages cal BP
<i>C3</i>	Charcoal in unit 64	10460 ± 50	12380 ± 180
<i>C5</i>	Charcoal in unit 62	6960 ± 45	7780 ± 90
<i>C7</i>	Charcoal in unit 85	6685 ± 45	7550 ± 40
<i>C8</i>	Charcoal in unit 26	965 ± 30	860 ± 60
<i>C9</i>	Charcoal in unit 44	9610 ± 310	11105 ± 920
<i>C10</i>	Charcoal in unit 42	6430 ± 80	7350 ± 70
<i>C11</i>	Charcoal in unit 26	905 ± 30	830 ± 80
<i>C12</i>	Charcoal in unit 64	8380 ± 80	9390 ± 90
<i>C13</i>	Charcoal in unit 22	945 ± 45	860 ± 60
<i>C18</i>	Charcoal in unit 44	4530 ± 60	5180 ± 130
<i>C21</i>	Charcoal in unit 03	765 ± 30	700 ± 20
<i>C22</i>	Charcoal in unit 52	5050 ± 30	5810 ± 90

Table 1: Radiocarbon dates of samples collected in trench AT5. The radiocarbon ages were calibrated using the *Calib Radiocarbon Calibration* program developed by Stuiver and Reimer (1993).

Sample information	Water % content ^a	K(%) ^b	Th(ppm) ^b	U(ppm) ^b	Cosmic dose additions ^c (Gy/ka)	Total Dose Rate (Gy/ka)	Equivalent Dose (Gy)	n ^d	Age (yrs)
<i>AS08-2</i>	1 (9)	1.30 ± 0.10	7.60 ± 0.23	1.93 ± 0.10	0.17 ± 0.01	3.67 ± 0.09 ^f	18.0 ± 1.82 ^f	-	5,300 ± 300 ^g
<i>AS08-3</i>	1 (15)	0.70 ± 0.04	5.27 ± 0.19	1.65 ± 0.08	0.18 ± 0.02	2.46 ± 0.06 ^e	13.0 ± 2.06	18 (20)	5,260 ± 850 ^e
<i>AS08-4</i>	1 (28)	0.93 ± 0.03	6.90 ± 0.21	1.81 ± 0.10	0.18 ± 0.02	1.61 ± 0.04 ^e	15.98 ± 1.85	21(28)	9,930 ± 1,150 ^e
<i>AS08-5</i>	2 (15)	1.40 ± 0.12	8.69 ± 0.23	2.05 ± 0.13	0.19 ± 0.02	2.91 ± 0.07 ^f	23.3 ± 0.98 ^f	-	8,680 ± 270 ^g
<i>AS08-7</i>	1 (29)	1.00 ± 0.03	7.33 ± 0.23	1.98 ± 0.11	0.21 ± 0.02	2.62 ± 0.06 ^e	20.05 ± 2.28	20 (30)	7,650 ± 890 ^e
<i>AS08-8</i>	4 (24)	0.90 ± 0.03	6.03 ± 0.17	1.60 ± 0.09	0.21 ± 0.02	2.04 ± 0.05 ^e	12.55 ± 1.90	22 (24)	6,150 ± 940 ^e
<i>AS08-10</i>	1 (21)	1.09 ± 0.10	7.02 ± 0.28	2.61 ± 0.14	0.22 ± 0.02	2.75 ± 0.06 ^f	12.92 ± 0.15	-	4,700 ± 220
<i>AS08-11</i>	1 (12)	0.84 ± 0.04	5.65 ± 0.36	1.85 ± 0.19	0.22 ± 0.02	3.63 ± 0.11 ^f	13.6 ± 0.68 ^f	-	3,760 ± 320
<i>AS08-16</i>	2 (25)	1.31 ± 0.05	7.98 ± 0.23	2.11 ± 0.10	0.34 ± 0.03	2.35 ± 0.07 ^e	6.90 ± 1.29	8 (16)	2,940 ± 560 ^e
						2.86 ± 0.13 ^f	13.6 ± 0.68 ^f	-	2,751 ± 180
						3.77 ± 0.08 ^f	5.17 ± 0.23 ^f	-	1,370 ± 140
						2.58 ± 0.05 ^e	5.53 ± 0.47	34 (36)	2,150 ± 190 ^e

^aField moisture, with figures in parentheses indicating the full sample saturation %. Ages calculated using 30-35% of saturation values (i.e 10% when full saturation is 34%).

^bAnalyses obtained using laboratory Gamma Spectrometry (low resolution NaI detector).

^cCosmic doses and attenuation with depth were calculated using the methods of Prescott and Hutton (1994).

^dNumber of replicated equivalent dose (De) estimates used to calculate the mean. Figures in parentheses indicate total number of measurements made including failed runs with unusable data.

^eDose rate and age for fine-grained 250-180 micron quartz sand. Linear + exponential fit used on age, errors to one sigma.

^fDose rate and age from feldspar fine-grains of 4 to 11 microns. Exponential fit used for equivalent dose.

^gWe carried out fading tests, but only fade corrections of 4% to 5% were applied to AS08-2 and AS08-4 because other fading tests provided unrealistic values (between 12% and 30%).

Table 2 : Luminescence dates using quartz and feldspar component in trench AT5.

Event 1: The most recent surface rupture is well observed within the small trench (Figures 5 and 7). It is characterized by fault termination features on top of the silty unit *11*, below unit *03* (~10 cm depth). Within the silty unit *12*, a discontinuous clay layer of few centimeters long is displaced by the F3 fault. Further evidences of faulting can be observed near the base of the trench, where the bioturbated unit *16* is in contact with a well stratified and poorly bioturbated red unit *15* between F2 and F4 faults. We interpreted this contact to be associated with horizontal offsets along those two faults. The base of the gray silty unit *21a* presents also small displacements (~1-2 cm) along the F2, F3 and F4 faults. Within the upper part of the main trench, between H2 and H4, we observe that the red unit *15* is displaced along faults (Figure 8).

To bracket the age of this most recent rupture, we collected within the small trench one charcoal sample (C21) in unit *03* post-dating the event (Figure 5) and one luminescence sample (AS08-16) in unit *11* predating the event. The radiocarbon sample yields an age of 700 ± 20 cal BP and the luminescence sample an age of $1,370 \pm 140$ yrs (IRSL). The 856 AD Qumis earthquake falls into the time interval defined by the two age constraints.

Event 2: Event 2 is observed within the main trench at 2 meters depth. At the top of silty unit *42*, we mapped numerous upward fault terminations, sealed by the fluvial coarse sandy unit *31*, presenting an erosional base and interstratified bedding. The orange clay layer *43*, located between the large silty units *42* and *44*, presents evidences of numerous offsets: between H4 - H5 and H7 - H8 the orange unit shows small vertical offsets of few centimeters, which we interpret as evidences of horizontal offsets along fault ruptures. Between H9 and H10, the base of the silty unit *44* presents a small vertical offset of 5 centimeters.

To date this event we collected two luminescence samples within the fluvial coarse unit *31* (AS08-11) and within the red-silty unit *41* (AS08-10), post-dating and pre-dating the

event, respectively. The results allow bracketing the surface rupture between $2,751 \pm 180$ yrs (IRSL) and $2,940 \pm 560$ yrs (OSL) / $3,760 \pm 320$ yrs (IRSL).

Event 3: Evidences for the event 3 are observed at three locations within the main trench. Between H9 - H10, in the upper section of the sandy-silty unit 52, we mapped the upward termination of a splay fault zone with a surface pattern suggesting a miniature flower structure. Between H2 and H6, the red-orange silty layer 54a and the base of the fine sandy-silty unit 54 present small vertical offsets along the fault zones. Between H3 and H6, vertical offsets are observed within unit 54a along faults terminating at the top of unit 52.

To date this third event we analysed two luminescence samples: one within the silty unit 44 (AS08-7) post-dating the event, and one within the sandy-silty unit 52 (AS08-8) pre-dating the event. The results are inconsistent with the stratigraphy since AS08-7 sample yields an age of $6,150 \pm 940$ yrs (OSL) older than AS08-8 sample dated at $4,700 \pm 220$ yrs (OSL). Four radiocarbon samples were also collected: three within unit 44 (C9 and C18) and 42 (C10) post-dating the event 3, and one within unit 52 (C22) pre-dating it. C9 and C10 samples yielded old ages ($11,105 \pm 920$ cal BP and $7,350 \pm 70$ cal BP, respectively) inconsistent with ages obtained from C18 and C22 samples ($5,180 \pm 130$ cal BP and $5,810 \pm 90$ cal BP, respectively), that are in good stratigraphic order. We therefore interpret the age of event 3 is to be bracketed between $5,180 \pm 130$ cal BP and $5,810 \pm 90$ cal BP.

Event 4: Event 4 is observed mainly in the south part of the trench with upward termination of faults at the top of unit 62 between H8 and H11. Between H8-H9, the bases of the fine sandy units 62 and 64 present vertical offsets of ~4 centimeters and the fine sandy unit 65, observed in the north part of the trench stops along this fault zone, which we interpret as evidence for horizontal offset. Between H9-H10, the base of unit 64 presents a vertical

offset of ~ 7 cm; moreover units 62 and 64 form a small fold, while above-units 54 and 52 are horizontal.

To constrain the age of this event, we analysed one luminescence sample (AS08-5) and two radiocarbon samples (C3 and C12) within unit 64, and one radiocarbon sample within unit 62 (C5), two units pre-dating the event. Those samples yielded ages of $7,650 \pm 890$ yrs (OSL), $7,780 \pm 90$ cal BP, $12,380 \pm 180$ cal BP and $9,390 \pm 90$ cal BP, respectively. We used the radiocarbon age ($5,810 \pm 90$ cal BP) obtained from sample C22 collected in unit 52 for post-dating the event. Considered together, these results suggest that ages given by C3 and C12 samples correspond to inherited ages while ages provided by AS08-5 and C5 are consistent. Taken the fact that C5 was collected higher in the stratigraphy than AS08-5, and that it provides an age with smaller error bars, we bracketed event 4 between $5,810 \pm 90$ cal BP (C22) and $7,780 \pm 90$ cal BP (C5).

Event 5: Evidences for event 5 are observed at two locations within the main trench. Between H7-H8, one fault termination is observed at the top of the unit 71 which base presents a vertical offset of ~ 10 cm. Between H9-H10, we also observed numerous fractures stopping at the top of the silty unit 71, forming a sort of tension zone at the top of an anticline. Note that this fold zone, already described above within units 64 and 62, is better observed within units 71 and 72. This suggests that a minimum of two events have created this anticline in the trench. Matching this folding feature between the two trench walls allowed determining a fold axis trending N110°E and dipping 05°SE. Within this folded area, the intermediate stratigraphic contact between units 71 and 72 show vertical offsets along three faults.

To predate this event we collected one luminescence sample within unit 71 (AS08-4) that yielded an age of $8,680 \pm 270$ yrs (IRSL). Combining this result with the radiocarbon age of C5 allow bracketing the age of event 5 between $7,780 \pm 90$ cal BP and $8,680 \pm 270$ yrs.

Event 6: Evidences for a sixth event are observed in the northern part of the main trench. Between H1 and H5, numerous faults present upward terminations at the top of the displaced red silty unit 81 below silty unit 71. Within the different units below the red unit 81, numerous offsets are observed. Between H3-H5 and H1-H2, clear offset features are observed within the red silty layers labeled 85a, 85b and 85c.

To date this event we collected two luminescence samples within the unit 71(AS08-2) and within the unit 81(AS08-3). The luminescence dating yield ages of $5,260 \pm 850$ yrs (OSL) and $9,930 \pm 1,150$ yrs (OSL), respectively. The age of AS08-2 is not in stratigraphic order compare to other age constraints in the trench, and appears much too young compare to the age of AS08-4, collected in the same unit in southern part of the trench. We interpret that bioturbations may have rejuvenated the material that were collected. In parallel, we also collected one radiocarbon sample within unit 85 (C7). It yields also a surprising young age of $7,550 \pm 40$ cal BP, and here again we would invoke a rejuvenation process due to bioturbation phenomena (eg. roots, burrows). We therefore bracket the age of event 6 between $8,680 \pm 270$ yrs (AS08-4) and $9,930 \pm 1,150$ yrs (AS08-3).

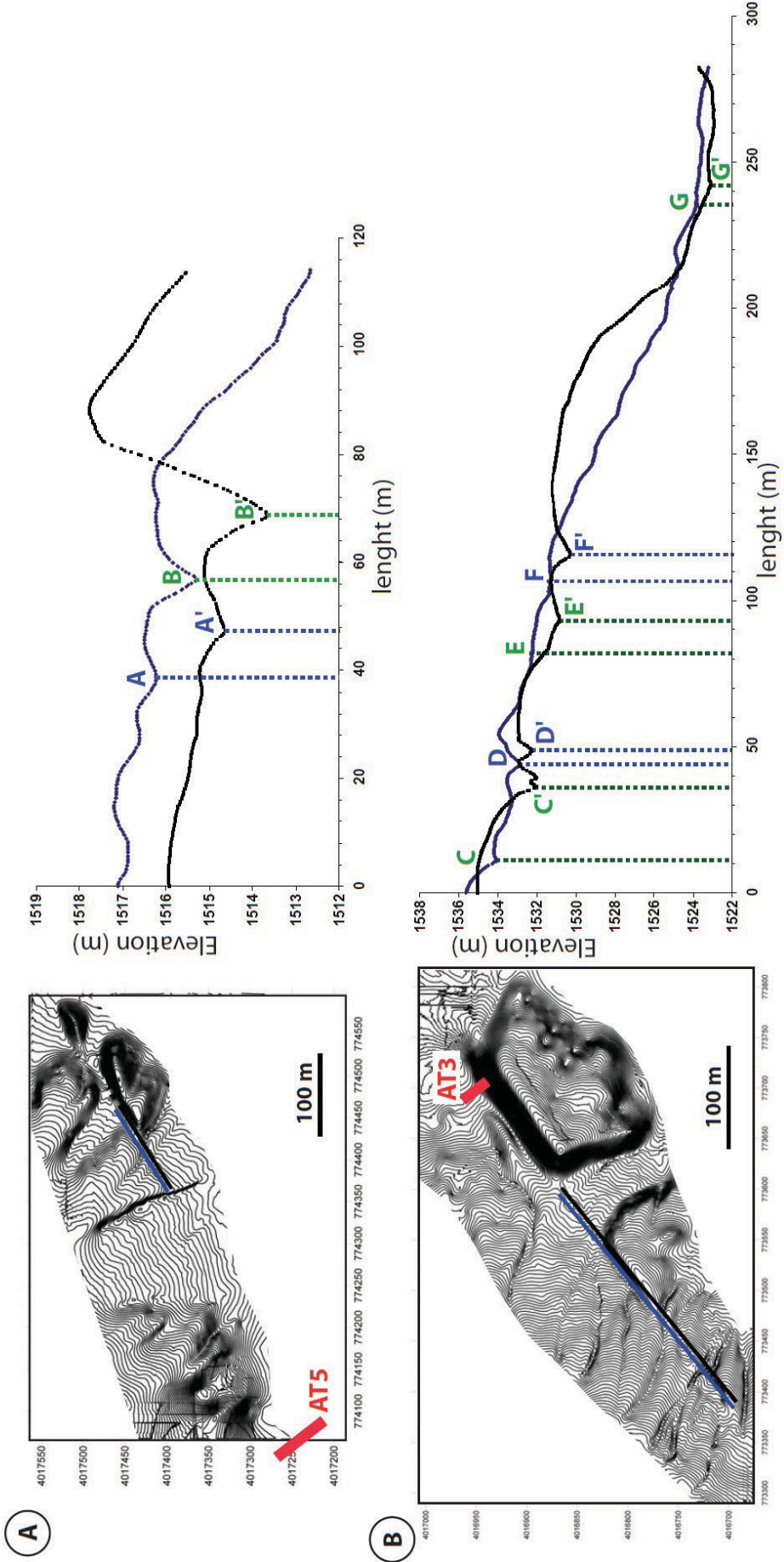


Figure 9: Digital elevation models (DEM) within fan surfaces on both side of the Trench Creek site (see location in Figure 3A). DEM eastwards of AT5 Trench, with two parallel profiles north (blue) and south (black) of the Astaneh fault. B) DEM westwards part of AT3 Trench with two parallel profiles north (blue) and south (black) of the Astaneh fault.

3. Analyzing the fault morphology

To constrain the slip distribution along the Astaneh fault, we surveyed the topography of the fault zone with a kinematic GPS station. We analyzed the morphology at Trench Creek site and at Graben site another place located 12 km west of Trench Creek site (Figure 2).

Figure 9A shows the digital elevation model [DEM1] in the Trench Creek area, surveyed within the eastern part of the playa depression, near AT5 trench (see location in Figure 3). Comparing two profiles parallel and close to the Astaneh fault rupture, we estimate left-lateral offsets using two thalwegs axes. We measure an offset of 8.5 ± 0.5 m (A-A') and an offset of 11.9 ± 1.0 m (B-B') (Figure 10).

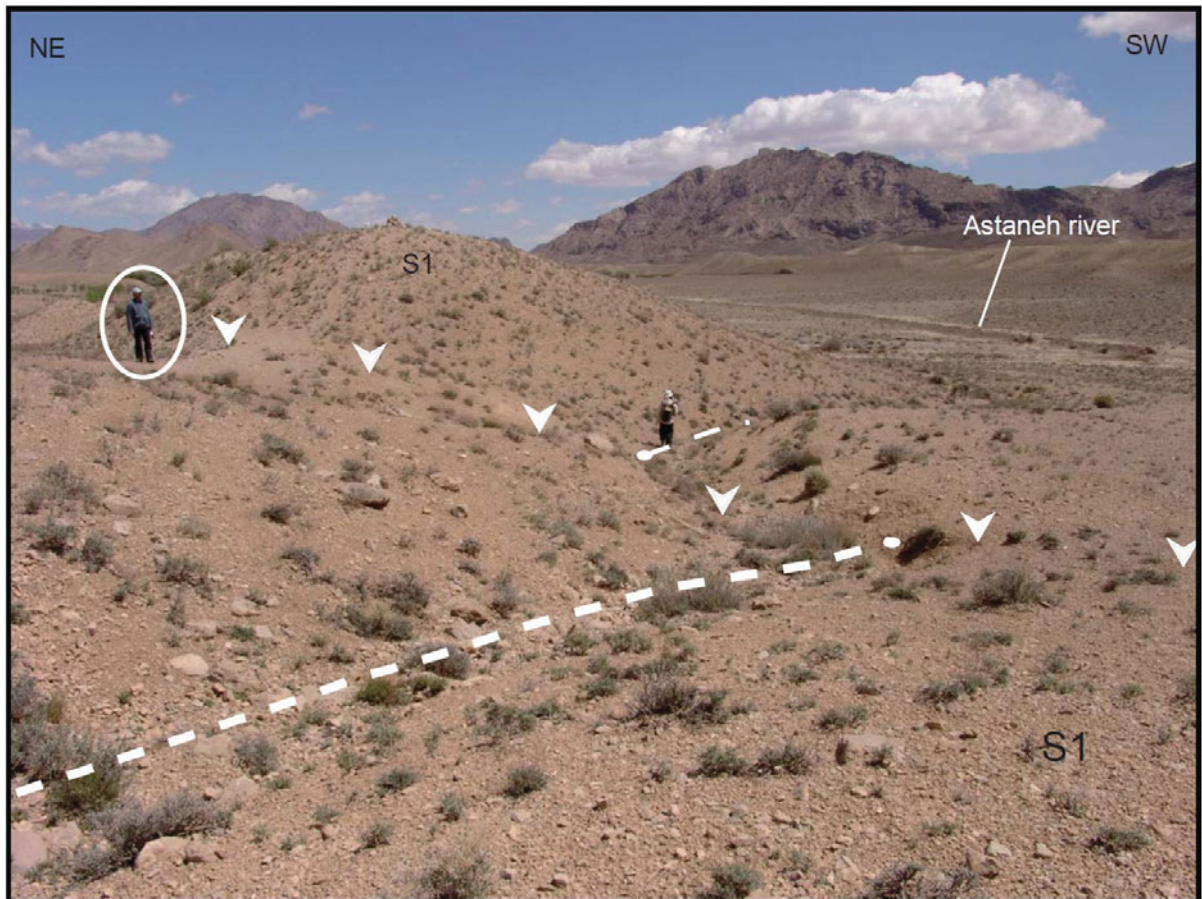


Figure 10: Photo looking south showing the offset axis (white dashed line) of the thalweg labeled B-B' in Figure 9A (white triangles point out the Astaneh fault , the circle person scales the picture).

Figure 9B presents the digital elevation model [DEM2] surveyed within the western part of AT3 trench. The two profiles parallel to the fault zone allow estimating left-lateral offsets

using the axes of five thalwegs. We measure offsets of 24.9 ± 2.0 m, 4.4 ± 0.5 m, 10.0 ± 1.0 m, 7.5 ± 0.5 m and 4.6 ± 0.5 m between piercing points C-C', D-D', E-E', F-F' and G-G', respectively. Note that the 4.6 ± 0.5 m corresponds to the smallest left-lateral displacement that we measure within the studied area and could therefore correspond to the displacement associated with the last earthquake rupture. It is also interesting to note that larger offsets are multiple of this value 8.7 ± 1.3 m (mean displacement of A-A', E-E' and F-F'), 11.9 ± 1.0 m and 24.9 ± 2.0 m, which suggests past earthquakes produced similar co-seismic slips.

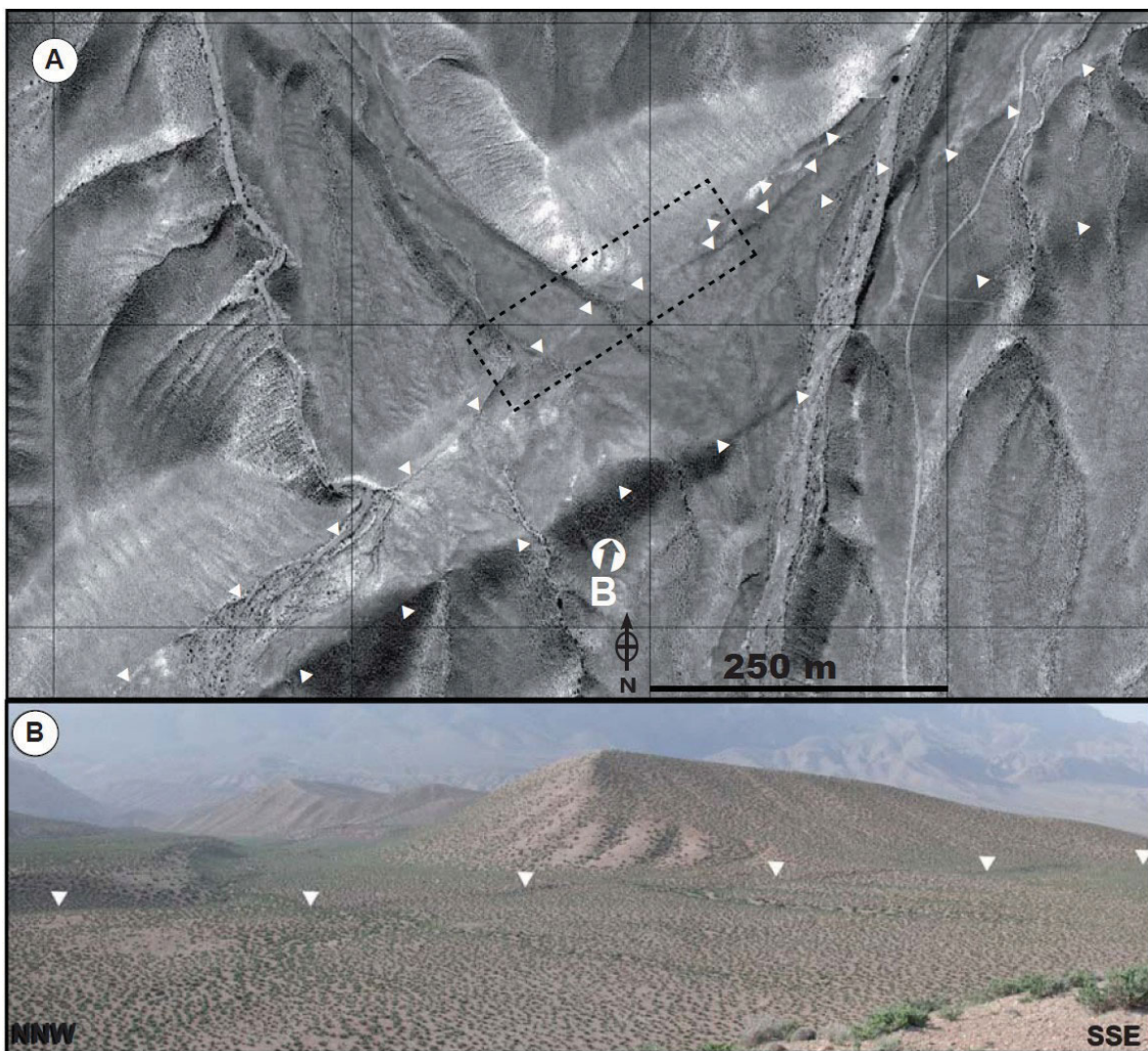


Figure 11: The Astaneh fault at Graben site. A) Quick bird imagery of the area showing right stepping fault segments (white triangles). The dashed black box shows the area surveyed with kinematic GPS. B) Northwards view of the northern scarp.

The second site named “Graben” is located in the west part of the Astanceh fault. There, a right stepping segmentation pattern has formed a sort of pull-apart basin feature (Figure 11A). The northern branch presents evidences for recent faulting with evidences of left-lateral slip associated with a small vertical component (Figure 11B). To estimate precisely the kinematic of this branch and look at the slip distribution along it, we analysed a DEM performed with kinematic GPS station (Figure 12). We used two different approaches to determine the horizontal and vertical components: i) the first approach consists in comparing two profiles parallel to the fault, ii) the second approach is using profiles along an offset piercing line .

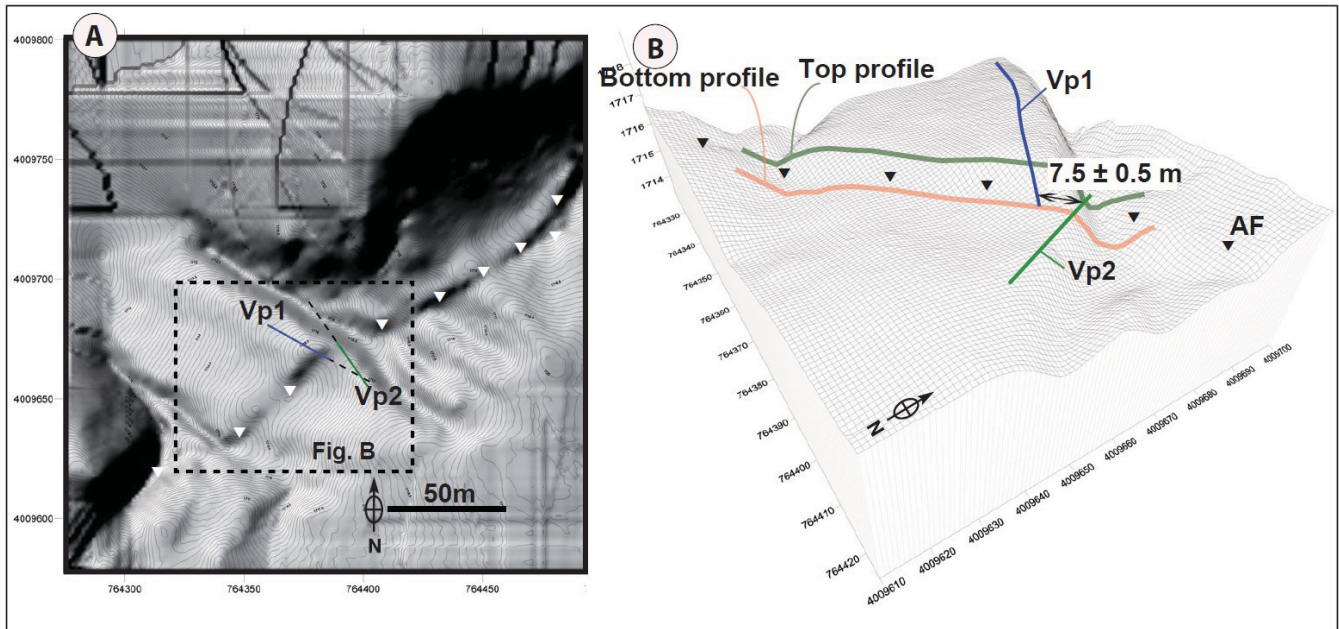


Figure 12: Digital elevation model of the Graben site. A) Digital elevation model with contour lines at 10 cm. The blue and light green lines represent the location of the vertical profiles of a crest line left-laterally displaced along the Astanceh fault. B) Perspective view with vertical exaggeration of the study area with locations of the two profiles (orange and dark green lines) parallel to the Astanceh fault, and the profile along the offset crest line (blue and light green lines). The left-lateral offset of the crest line is estimated at 7.5 ± 0.5 m.

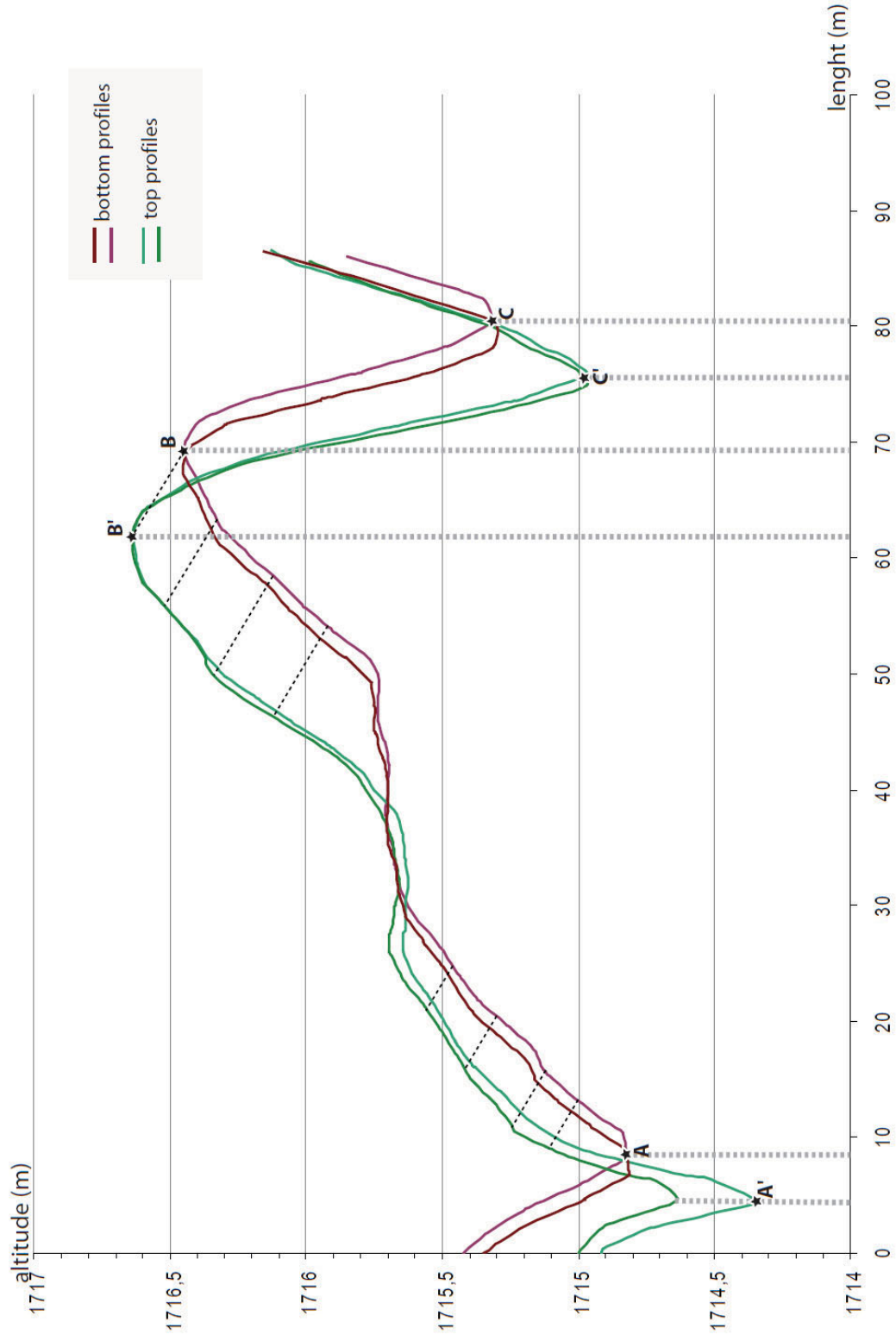


Figure 13: Topographic profiles parallel to the Astaneh fault at Graben site, with vertical exaggeration. We used the thalweg axes and one crest axis to determine left-lateral offsets. The black dashed lines represent the direction of the slip vector determined from B-B' piercing points (see text for details).

(i) Figure 13 presents the digital elevation model and the location of the parallel profiles used in this study to define the left lateral and vertical offsets. The two profiles parallel to the Astaneh fault allow determining the left-lateral horizontal component using the streams and crest offsets. These topographic profiles show that the left-lateral slip is associated with a small vertical component, and that the topography of the scarp in the east part of the DEM is the result of a minimum of two events. We measured horizontal displacements of 3.3 ± 0.9 m, 7.7 ± 1.7 m and 4.6 ± 0.9 m for piercing points A-A', B-B' and C-C', respectively. We determine a vertical offset of 0.18 ± 0.02 m for B-B'. Using a dip of 75° (δ) for the fault plane (see Figure 14), and the slip vector defined by B-B' piercing points, we calculate a rake (ρ) ranging from 1.26° to 1.57° , with a mean value of 1.38° . Assuming that the direction of the slip vector remained constant, we estimate a mean horizontal offset of 7.3 ± 0.4 m with a mean vertical offset of 0.18 ± 0.01 m between coordinates 40 and 70, and a mean horizontal offset of 3.4 ± 0.5 m associated a mean vertical offset of 0.08 ± 0.01 m between coordinates 10 and 30 (Figure 13). This 3.4 ± 0.5 m horizontal offset is the smallest displacement observed at Graben site and could correspond to the co-seismic slip associated with the Qumis earthquake.

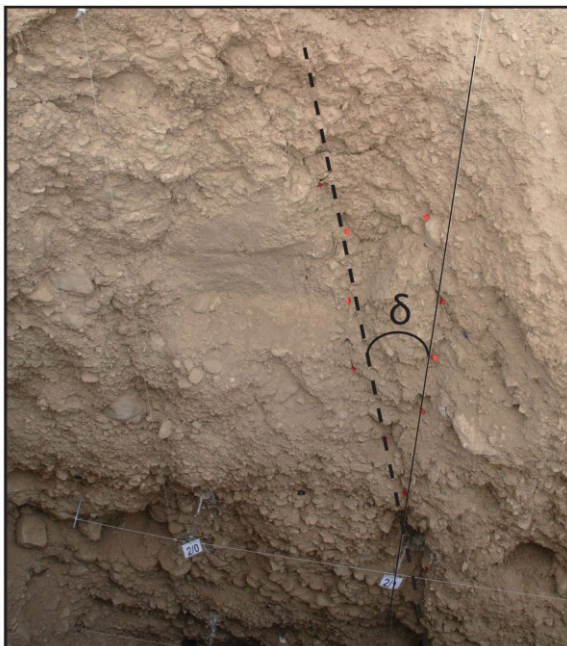


Figure 14 : View of the northern wall of an excavation dug across the Astaneh fault, around two kilometers eastwards Graben site. The black dashed line depicts the $\sim 75^\circ$ steep southern dip (δ) of the fault.

(ii) Figure 15 shows the two profiles, *vp1* and *vp2*, along a crest line, that presents a left-lateral horizontal offset of 7.5 ± 0.5 m. The graphical determination of the vertical offset yields values of 0.30 m and 0.75 m for the minimum and vertical offsets, respectively. Using the relationships among H , V , δ and ρ , we determined vertical component V_f of 0.54 ± 0.23 m and a rake (ρ) ranging from 2.37° to 5.86° .

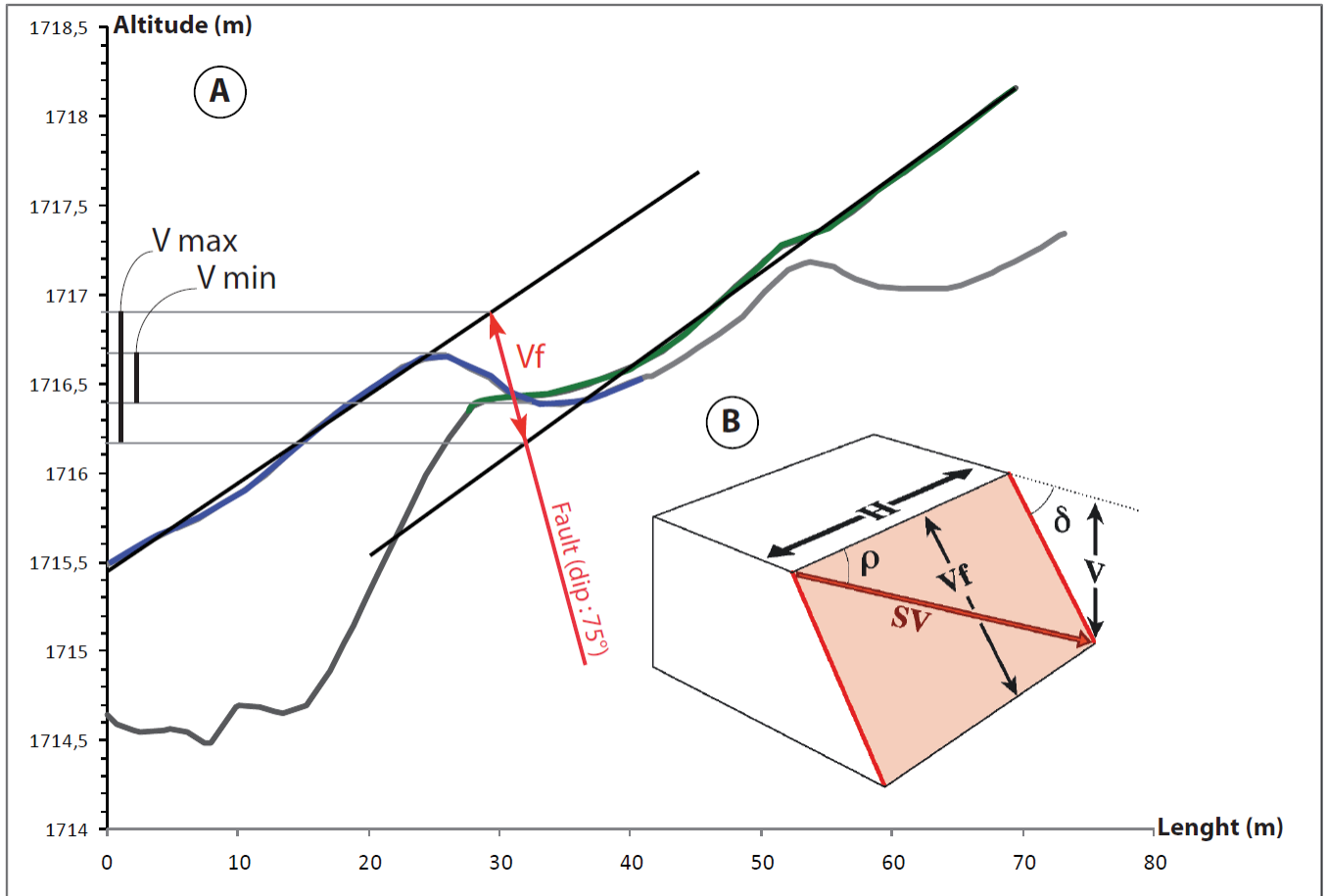


Figure 15: A) Profiles along Vp1 (blue) and Vp2 (green). The fault plane is represented by the red line with a dip of 75° toward the south. The black lines represent the mean slope of the topographic profiles. The gray lines define the the apparent minimum and vertical offsets V_{min} and V_{max} , respectively. The vertical offset projected along the fault zone is represented by V_f . B) 3D block model presenting the trigonometric relation between the horizontal offset (H), the vertical offset (V), the dip angle of the fault (δ), the vertical component projected along the fault plane (V_f) and the rake (ρ) of the slip vector (SV).

Both approaches yield similar offset values, and are consistent with displacements observed in the morphology within Trench site (Figure 16).

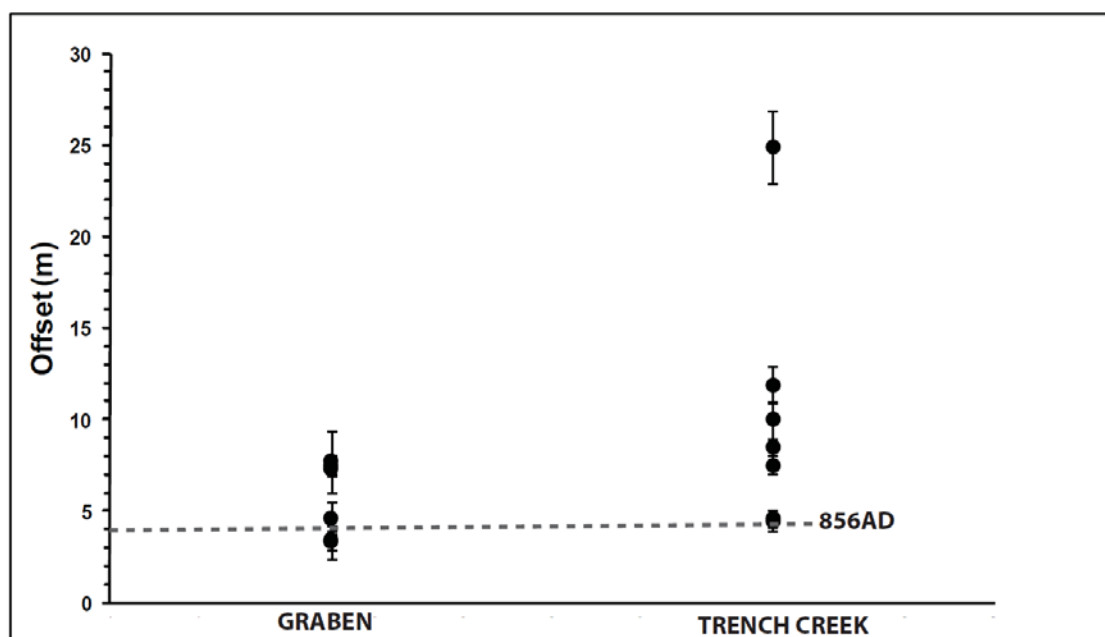


Figure 16: Slip distribution at Graben and Trench Creek sites with cumulative offsets reported in the vertical axis. The gray dashed line represents the mean co-seismic offset measured at these two sites suggesting a small lateral variation of the co-seismic slip for the 856AD event.

4. Analyzing the seismic cycle from past paleoseismic records

4.1. Recurrence intervals

Figure 17 presents radiocarbon and luminescence ages that bracket the past earthquakes that occurred along the Astaneh fault during the past 12 kyrs. Six events occurred between 700 ± 20 cal BP and $9,930 \pm 1,150$ yrs, which yields a mean recurrence of 1800 ± 230 yrs. Using the ages constraints, we also calculate intervals recurrence between the events observed in the trench and these results are presented in the Table 3. Taken the available age constraints and compare them to the mean recurrence time of 1,800 years, it is not possible to tell whether the distribution of those past events was regular or not (Figure 17).

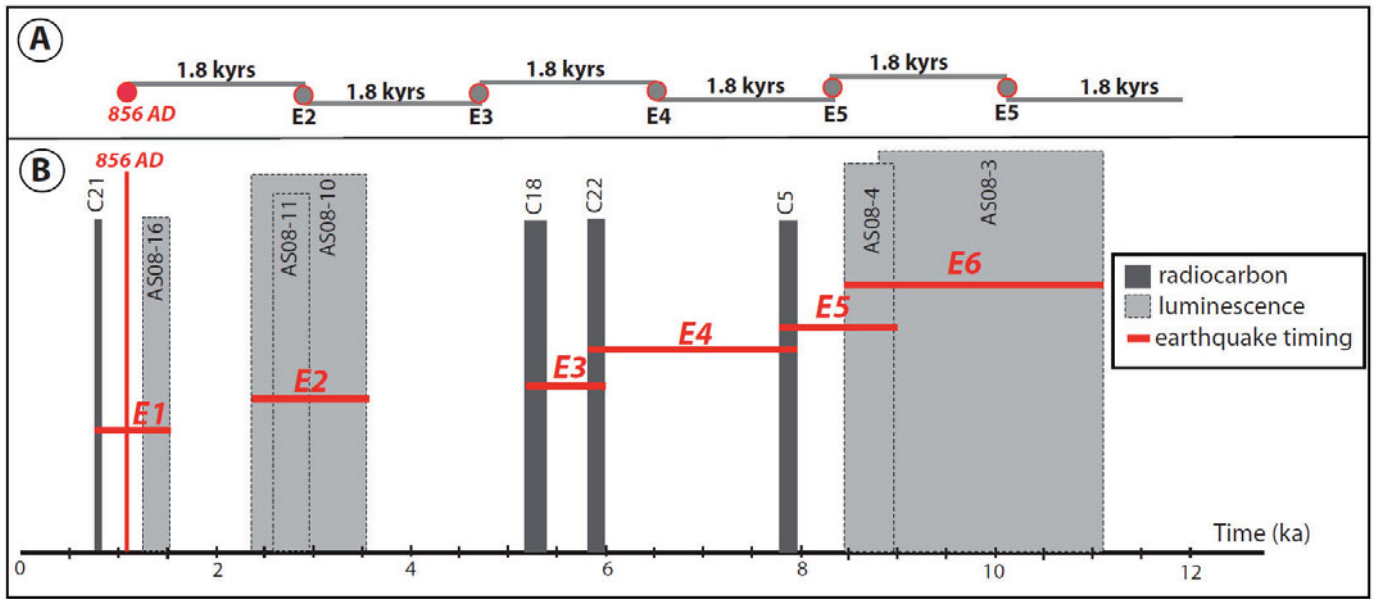


Figure 17: Distribution of earthquakes along the Astaneh fault during the past ~12,000 years. A) Sketch of a seismic cycle with regular recurrence intervals of 1,800 years. The occurrences for past earthquakes are represented by the red dots. B) Distribution of the earthquakes (E) along the Astaneh fault during the past 12,000 years constrained by paleoseismological investigations at Trench Creek. Note that the 856 AD historical earthquake falls in the time period defined for event 1 (E1).

Intervals	Minimum(kyrs)	Maximum(kyrs)	Mean $\Delta T(kyrs)$	Average displacement AD (m)	Magnitude
856AD/E2	1.42	2.39	1.90 ± 0.49	3.6 ± 0.9	~7.53
E2/E3	1.53	3.32	2.42 ± 0.89	4.6 ± 1.7	~7.63
E3/E4	0	2.80	1.40 ± 1.40	2.7 ± 2.7	~7.42
E4/E5	0	3.23	1.61 ± 1.61	3.1 ± 3.1	~7.47
E5/E6	0	3.39	1.69 ± 1.69	3.2 ± 3.2	~7.49

Table 3: Recurrence intervals and coseismic displacements estimated from a slip-predictable model for the six past earthquakes along the Astaneh fault, deduced from paleoseismological records in AT5 trench. The moment magnitude are calculated following the relation $M = 7.04 + 0.89 \log(AD)$ defined in for strike-slip faults in Wells and Coppersmith (1994).

4.2. Slip predictable offsets versus morphological offsets

To explore the question of slip magnitude associated with the events, we compare the slip distribution deduced from recurrence intervals assuming a constant slip rate of 1.9 ± 0.6 mm/yr (Rizza et al., submitted; previous section in chapter IV) and a slip predictable model

(Shimazaki and Nakata, 1980) with the slip distribution observed in the field. To calculate the offsets, we used the left-lateral geological slip rate and the mean recurrence intervals with their associated uncertainties. For example to estimate the left-lateral offset for the 856 AD earthquake, we used the mean recurrence interval of 1.9 ± 0.49 ka between E2 and the Qumis event that we multiplied by the slip rate of 1.9 mm/yr, this gives a mean offset of 3.6 ± 0.9 m for the Qumis earthquake. We calculate the predictable slips for the four past earthquakes with their uncertainties and reported them in the graph presented in Figure 18 (details in Table 3).

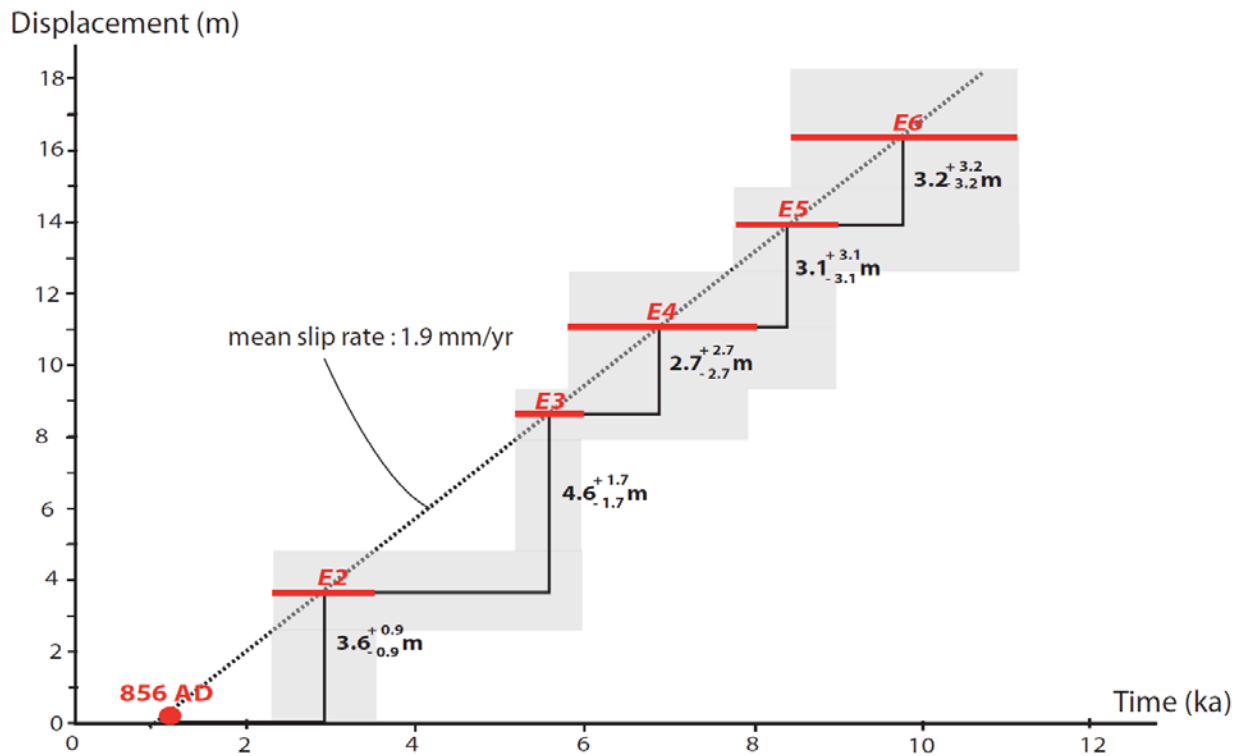


Figure 18: Co-seismic offsets calculated from a slip predictable model along the Astaneh fault using a linear deformation rate of 1.9 mm/yr.

Comparing the three last offsets deduced from the slip predictable model and the three last offsets observed along the fault zone, we observe that they are comparable. Note that the slip associated with earthquake E3, E4 and E5 are poorly constrained due to the large uncertainties of the recurrence times. For the Qumis earthquakes the slip predictable model yields an offset of 3.6 ± 0.9 m, while we measured offsets of 4.5 ± 0.5 m and 3.4 ± 0.5 m at Trench Creek and

Graben, respectively. For the penultimate event the slip predictable yields a cumulative offset of 8.2 ± 2.6 m while we measured cumulative offsets of 8.7 ± 1.3 m and 7.7 ± 1.7 m at Trench Creek and Graben, respectively. For the third earthquake the slip predictable yields an offset of 10.9 ± 5.3 m, while we measured cumulative offset of 11.9 ± 1.0 m at Trench Creek. Our morphological analyses at Trench Creek and Graben sites do not provide cumulative offsets corresponding to the E4 and E5 earthquakes. We assume that the offset streams of 15-20 m, reported in Hollingsworth et al. (2007) correspond to a cumulative displacement for five events, similar to the cumulative displacement for the five past earthquakes using the slip predictable model (~ 17.2 m).

3.3. Time predictable and associated magnitude

Using the morphological offsets reported along the Astoneh fault, projected in a time predictable model with a constant slip rate of 1.9 mm/yr (Shimazaki and Nakata, 1980), we determined the ages of previous earthquakes.

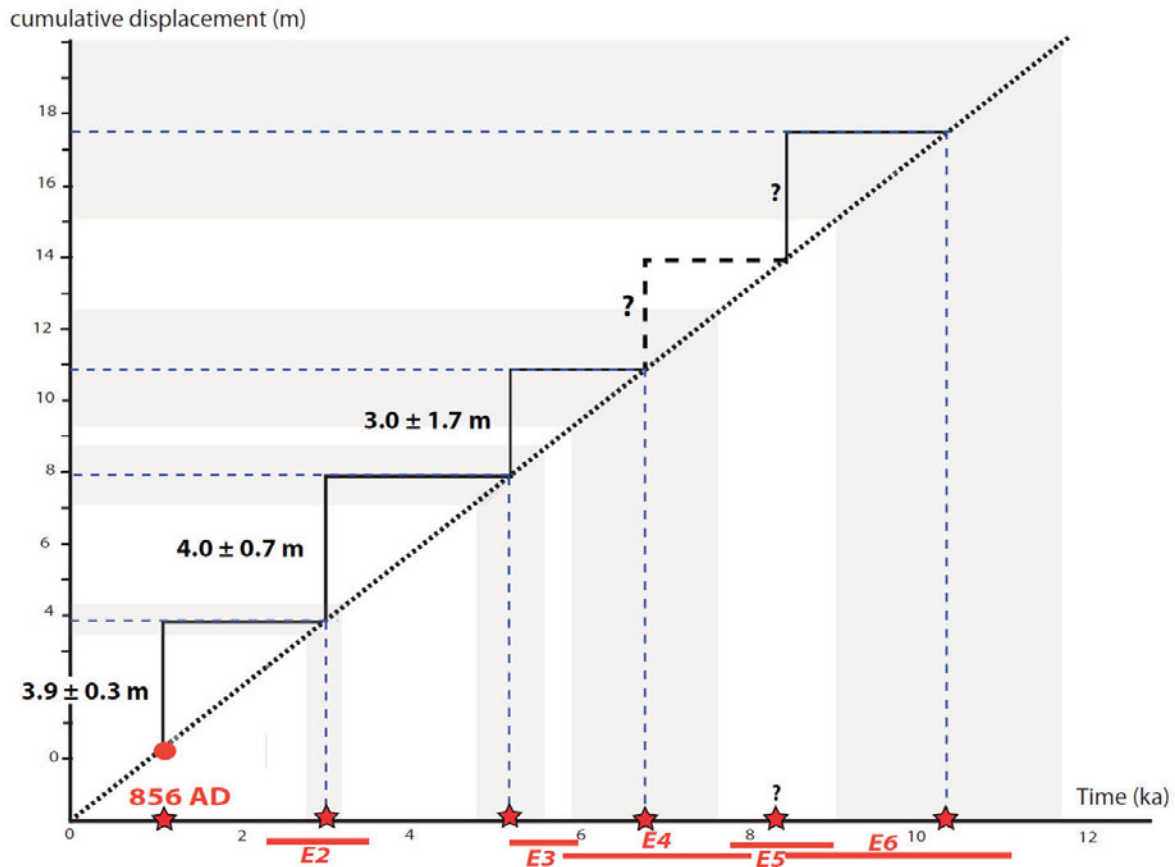


Figure 19: Time predictable model for the Astaneh fault using the cumulative offsets measured at Graben and Trench Creek sites (blue dashed lines), reported on a graph with a mean slip rate of 1.9 mm/yr (black dashed line). The calculated ages for prehistoric events are represented by the red stars on the axis time. The red lines are the timing for past earthquakes from paleoseismological investigations. Note that the fifth earthquake is reported in dashed line because we cannot constrain the slip associated with this event using morphological data. The 17.5 m reported for E6 is from the mean value published in Hollingsworth et al. (2010), corresponding to the average offset streams clearly represented along the Astaneh fault.

These ages are estimated by simply dividing the offsets by the geological slip rate. Using the mean offset of 3.9 ± 0.3 m, corresponding to the average of the two offsets measured at Trench Creek and Graben for the Qumis earthquake, we calculate an age of 3.25 ± 0.11 ka for the penultimate earthquake. The ages for previous earthquakes are 5.31 ± 0.37 ka, 6.89 ± 0.90 ka and 10.36 ± 1.32 ka for E3, E4 and E6 respectively (Figure 19). Note that we are not able to provide an age for the E5 earthquake because no morphological data are available. We calculate the recurrence times of 2.1 ± 0.1 ka, 2.1 ± 0.5 ka, 1.6 ± 1.27 ka and 1.7 ± 1.1 ka (average time for the two events E5 and E6). These recurrence times are similar to the calculated recurrence times estimated from paleoseismological investigations.

5. Discussions

5.1. Comparing AT5 results with previous paleoseismic study.

Combining the paleoseismological investigations of this study with paleoseismological investigations from the AT3 trench published by Hollingsworth et al. (In press), we compare the recurrence intervals and ages of prehistoric ruptures. Figure 20 illustrates a comparison between occurrences of earthquakes within AT3 and AT5 trenches. Within the AT3 trench, only three events have been identified during the past ~12,000 yrs, when in AT5 trench six events have been identified during the past ~10,000 yrs. But our paleoseismic interpretations and dating show that the most recent earthquake is observed between 1,306 calAD-506 cal BC [AT3 trench] and between 680 cal BP-1,510 yrs (IRSL) [AT5 trench], comforting the idea that the Astaneh fault has produced the historical Qumis major earthquake. The second event

in AT3 occurred between 2,700-6,700 yrs, when in AT5 a second event occurred between 2,500-3,500 yrs and a third event occurred between 5,070-5,900 yrs. Finally a last event in AT3 trench is identified between 6,500-12,270 yrs when we identified in AT5 three earthquakes between 5,700-7,800 yrs (E4), 7,600-8,950 yrs (E5) and 8,400- 11,000 yrs (E6). In AT3 two coarse gravels units have been mapped with an erosive base, covering the fault terminations of events 2 and 3 and we suspect that the processes of fluvial erosion are responsible to the erosion of stratigraphic and structural features while those evidences were preserved in AT5 trench.

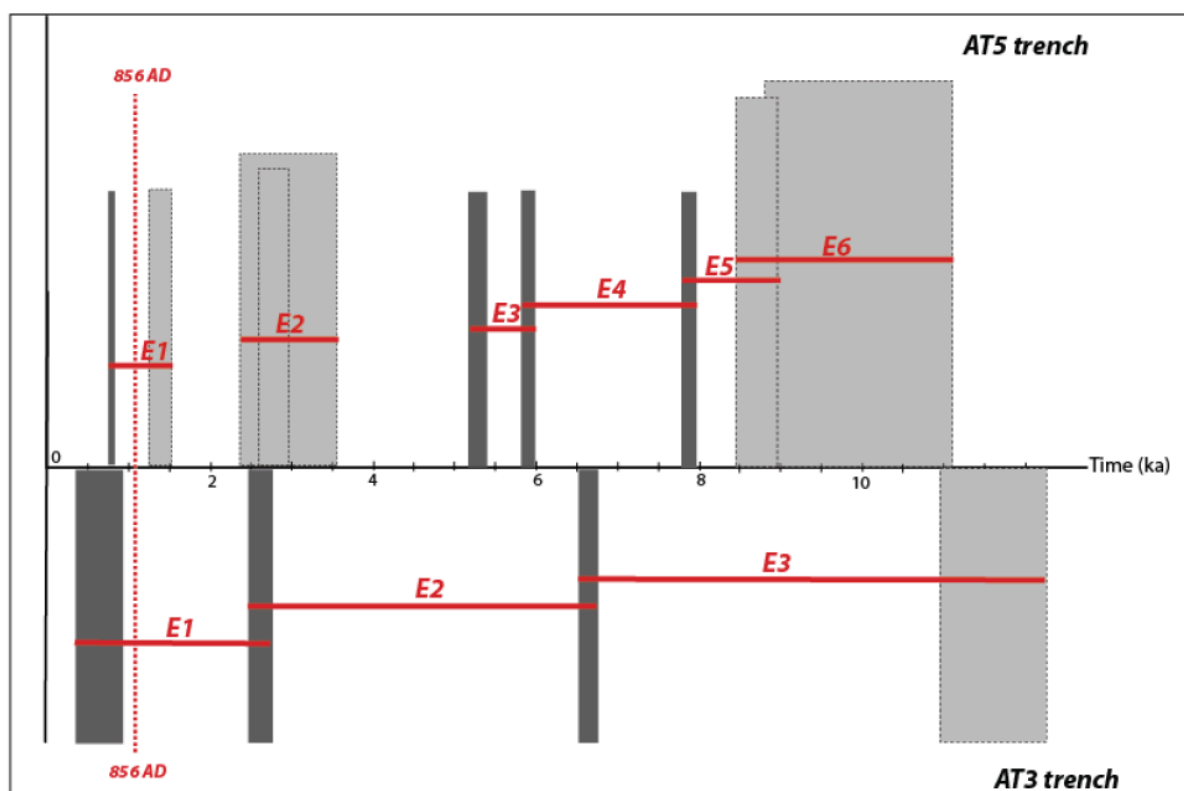


Figure 20: Comparison of paleoseismological investigations from this study (AT5) and from Hollingsworth et al. (In Press) (AT3). In both trenches the 856AD earthquake has been identified. These results suggest an erosion process within the AT3 trench.

5.2. Recurrence times and seismic cycle of the Astaneh fault.

Using paleoseismological investigations from the AT5 trench we refine the history of major earthquakes along the Astaneh fault. We identified six earthquakes during the past ~10,000 years with recurrence intervals ranging between 1,400 and 2,400 years, and with co-

seismic slip comprised between 2.7 and 4.6 m (Table 3). Our results may suggest small variations in the magnitude of slip and recurrence during the past ~10,000 years but it still difficult to tell if the distribution of the previous events was regular or not. For example the two three past earthquakes present similar amount of slip and similar recurrence times while the three last previous earthquakes have also similar characteristics but with values slightly lower. Because those variations are not clear in the paleoseismic records, we assume that the seismic cycle of the Astaneh fault may correspond to a quasi-periodic model (Shimazaki and Nakata, 1980; Schwartz et Coppersmith, 1984) with some possible episodic seismic cluster across short period. Considering for the three past earthquakes a mean co-seismic slip of 3.9 ± 0.3 m and a mean interval recurrence of 1,800 years, we extrapolate a slip rate of ~2.1 mm/yr, similar to the geological slip rate of 1.9 mm/yr (Rizza et al., pending acceptance after revisions) and with the present day rate of ~2 mm/yr estimated by GPS (Djamour et al., in press). We then consider that no variations in the slip rate occurred during the past 30,000 years along the Astaneh fault, and we may assume that the ~57 m offset reported at Trench Creek (Rizza et al., pending acceptance after revisions) would be accumulated by a total of 14-15 earthquakes.

Comparing our estimates with other recurrence times published for active faults bounding the south side of the Alborz range, we observed that the mean recurrence time of 1,800 years is in agreement with the average recurrence times published in the Alborz range for strike-slip faults. In the north-east part of the Alborz range the average interval between large earthquakes would be ~3,000 yrs along the Zabzevar fault (Fattahi et al., 2006). In the central part of the range, the Mosha fault presents between six and eight earthquakes during the past ~10, 000 years with a mean recurrence interval estimated at $1,400 \pm 200$ yrs and a mean slip per event comprised between 1.5 and 2.5 m (Solaymani, 2009). Along the North Teheran fault, the mean return period is estimated between 3,200 and 4,100 yrs (Nazari et al., submitted). The paleoseismological investigations along the Taleghan fault show a sequence

of two to three earthquakes during the past 5,300 years yielding a mean recurrence interval of ~2,000 yrs (Nazari et al., 2009).

5.3. Moment magnitude for the Qumis earthquake and previous events

Our morphological and paleoseismological analyses along the Astaneh fault allow estimating the moment magnitudes (M_w) of the last three earthquakes. Using Wells and Coppersmith's empirical relationship (1994) for strike-slip faults defined as $M_w = a + b * \log(AD)$ [with 7.04 and 0.89 for the coefficients a and b , respectively] and considering the average displacement (AD) of 3.9 ± 0.3 m for the Qumis earthquake we estimate a moment magnitude comprised between 7.53 and 7.59. If we use Hanks and Kanamori's empirical relation [$M_w = 2/3 * \log(M_0) - 6.1$, (1979)] and considering a minimum rupture length of 80 km long, a dip of 75° , a depth of 15 km, and a shear modulus of $3.0 * 10^{10}$ N.m⁻², we calculate a moment magnitude M_w ranging from 7.32 to 7.36.

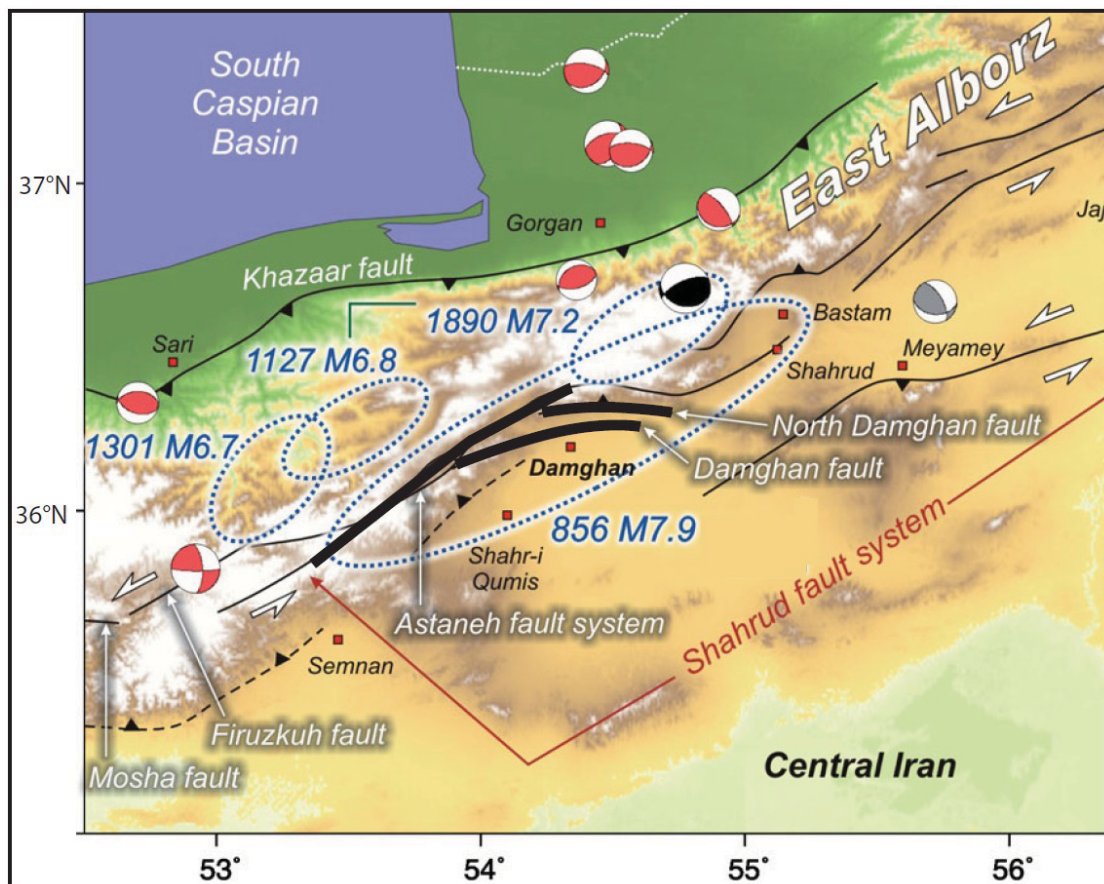


Figure 21: Seismotectonic map of the northeastern part of the Alborz Range modified from Hollingsworth et al. (In press) showing the segments of the Shahrud fault system. In black are the potential surface rupture of 100- 150 km long for the Qumis historical event, considering the Astaneh-Damghan-North Damghan faults system.

Considering that the potential surface rupture would reach 100-150 km long (Figure 21), and using the Hanks and Kanamori's relationship, we estimate a moment magnitude ranging between 7.41 and 7.52 for the Qumis historical earthquake. Both estimates are in agreement with the estimated magnitude of 7.4 -7.9 for the Qumis event (Ambraseys and Melville, 1982; Berberian and Yeats, 1999).

For previous earthquakes, our morphological investigations have shown that for the last three past events the co-seismic slips are comprised between 2.7 and 4.9 m, yielding moment magnitude M_w ranging from 7.42 to 7.63 (Wells and Coppersmith, 1994) and ranging from 7.23 to 7.39 (Hanks and Kanamori, 1979).

6. Conclusion

Our paleoseismological investigations allowed reconstructing the past earthquakes history associated with the Astaneh fault in northern Iran. Our results confirm that the Asatneh fault is very likely the source of the 856 AD historical earthquake that destroyed the region of Damghan, as proposed in a preliminary study (Hollingsworth et al., in press). We show that six earthquakes occurred during the past ~12,000 years with a regular return period comprised between of 1,600 to 2,100 yrs suggesting that the seismic cycle along the Astaneh fault follows a quasi-periodic model. Morphological data at Trenck Creek and Graben sites fit with a slip predictable model. We estimate a co-seismic offset of 3.9 ± 0.3 m for the Qumis historical earthquake, and similar co-seismic offsets (between 2.7 to 4.9 m) for the two previous earthquakes. Our results suggest that Moment magnitude M_w of past earthquakes along the Astaneh Fault are comprised between ~7.4 and ~7.6.

Acknowledgments

This work was supported by INSU/3F program and the Geological Survey of Iran. The authors would like to thank the Geological Survey of Iran (GSI) for the technical support (technicians and drivers). We also would like to thank J. Hollingsworth, P. Vernant, T. Theunissen and P. Steer for fruitful discussions about geology of earthquakes and active tectonic in Iran.

REFERENCES

- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M., and Qorashi, M. (2003). Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz Range, northern Iran. *Journal of Structural Geology* 25, 659-672.
- Ambraseys, N. N., and Melville, C. P. (1982). A history of Persian earthquakes.
- Bennett, R. A., Friedrich, A. M., and Furlong, K. P. (2004). Codependent histories of the San Andreas and San Jacinto fault zones from inversion of fault displacement rates; errata. *Geology (Boulder)* 32, 1048.
- Berberian, M., and Yeats, R. S. (1999). Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau. *Bulletin of the Seismological Society of America* 89, 120-139.
- Daeron, M., Klinger, Y., Tapponnier, P., Elias, A., Jacques, E., and Sursock, A. (2007). 12,000-year-long record of 10 to 13 paleoearthquakes on the Yammouneh Fault, Levant fault system, Lebanon. *Bulletin of the Seismological Society of America* 97, 749-771.
- Djamour, Y., Vernant, P., Bayer, R., Nankali, H., Ritz, J. F., Hinderer, J., Hatam, Y., Luck, B., Le Moigne, N., Sedighi, M., and Khorrami, F. (submitted to GJI). GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran.
- Dolan, J. F., Bowman, D. D., and Sammis, C. G. (2007). Long-range and long-term fault interactions in Southern California. *Geology (Boulder)* 35, 855-858.
- Fattahi, M., Walker, R., Hollingsworth, J., Bahroudi, A., Nazari, H., Talebian, M., Armitage, S. J., and Stokes, S. (2006). Holocene slip-rate on the Sabzevar thrust fault, NE Iran, determined using optically stimulated luminescence (OSL). *Earth and Planetary Science Letters* 245, 673-684.
- Forman, S. L., and Pierson, J. (2002). Late Pleistocene luminescence chronology of loess deposition in the Missouri and Mississippi River valleys, United States. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 186, 25-46.
- Grant, L. B., and Sieh, K. (1994). Paleoseismic evidence of clustered earthquakes on the San Andreas Fault in the Carrizo Plain, California. *Journal of Geophysical Research* 99, 6819-6841.
- Hollingsworth, J. (2007). The Active Tectonics of the NE Iran. *Ph.D. thesis, University of Cambridge*.
- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R., and Nazari, H. (2008). Extrusion tectonics and subduction in the eastern south Caspian region since 10 Ma. *Geology (Boulder)* 36, 763-766.
- Hollingsworth, J., Nazari, H., Ritz, J. F., Salamaty, R., Talebian, M., Bahroudi, A., Walker, R., Rizza, M., and Jackson, J. (pending acceptance after minor revisions). Active tectonics of the East Alborz mountains, NE Iran; rupture of the left-lateral Astaneh fault system during the great 856 AD Qumus earthquake. *Journal of Geophysical Research*.
- Hollingsworth, J., Walker, R., Jackson, J., Bolourchi, M., Eshraghi, A., Yardley, B. W. D., Taylor, G., Whitham, A., Smith, M., Griffiths, J., Rivett, M., Arthur, J., Kendall, M., Leat, P., Thomas, L., Peacock, S., Catt, J., and Robinson, R. (2007). "Left-lateral strike-slip faulting in the east Alborz, NE Iran." Geological Society of London, London, United Kingdom (GBR).
- Jackson, J., Haines, J., and Holt, W. (1995). The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran. *Journal of Geophysical Research* 100, 15,205-15,219.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., and Berberian, M. (2002). Active tectonics of the South Caspian Basin. *Geophysical Journal International* 148, 214-245.
- Khair, K., Karakaisis, G. F., and Papadimitriou, E. E. (2000). Seismic zonation of the Dead Sea transform fault area. *Annali di Geofisica* 43, 61-79.
- Lang, A. (1994). Infra-red stimulated luminescence dating of Holocene reworked silty sediments. *Quaternary Science Reviews* 13, 525-528.
- Marco, S., Stein, M., Agnon, A., and Ron, H. (1996). Long-term earthquake clustering; a 50,000-year paleoseismic record in the Dead Sea Graben. *Journal of Geophysical Research* 101, 6179-6191.
- Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Daignieres, M., Nankali, H., and van Corp, S. (2007). Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements; new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran. *Geophysical Journal International* 170, 436-440.
- Nazari, H., Ritz, J.-F., Balescu, S., Lamothe, M., Salamaty, R., Talebian, M., Ghorashi, M., Saidi, A., (submitted to). Paleoseismological analysis of the North Tehran Fault, Iran; analysing prehistoric ruptures for the past 30,000 ka. Nazari, H., Ritz, J. F., Salamaty, R., Shafei, A., Ghassemi, A., Michelot, J. L., Massault, M., and Ghorashi, M. (2009). Morphological and palaeoseismological analysis along the Taleghan Fault (central Alborz, Iran). *Geophysical Journal International* 178, 1028-1041.

- Nicol, A., Walsh, J., Mouslopoulou, V., and Villamor, P. (2009). Earthquake histories and Holocene acceleration of fault displacement rates. *Geology (Boulder)* 37, 911-914.
- Nilforoushan, F., Masson, F., Vernant, P., Vigny, C., Martinod, J., Abbassi, M., Nankali, H., Hatzfeld, D., Bayer, R., Tavakoli, F., Ashtiani, A., Doerflinger, E., Daignieres, M., Collard, P., and Chery, J. (2003). GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran. *Journal of Geodesy* 77, 411-422.
- Oskin, M., Perg, L., Shelef, E., Strane, M., Gurney, E., Singer, B., and Zhang, X. (2008). Elevated shear zone loading rate during an earthquake cluster in eastern California. *Geology (Boulder)* 36, 507-510.
- Peltzer, G., Tapponnier, P., Gaudemer, Y., Meyer, B., Guo, S., Yin, K., Chen, Z., and Dai, H. (1988). Offsets of late Quaternary morphology, rate of slip, and recurrence of large earthquakes on the Chang Ma Fault (Gansu, China). *Journal of Geophysical Research* 93, 7793-7812.
- Prescott, J. R., and Hutton, J. T. (1994). Cosmic-ray contributions to dose-rates for luminescence and ESR dating-large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements* 23, 497-500.
- Ritz, J. F. (2009). Extrusion tectonics and subduction in the eastern south Caspian region since 10 Ma; discussion. *Geology (Boulder)* 37, e191.
- Ritz, J. F., Balescu, S., Soleymani, S., Abbassi, M., Nazari, H., Fegghi, K., Shabanian, E., Tabassi, H., Y., F., Lamothe, M., Michelot, J. L., Massault, M., Chéry, J., and Vernant, P. (2003). Geometry, kinematics and slip-rate along the Mosha active fault, central alborz. *EGU-AGU-EUG Joint assembly*.
- Ritz, J. F., Nazari, H., Ghassemi, A., Salamati, R., Shafei, A., Solaymani, S., and Vernant, P. (2006). Active transtension inside central Alborz; a new insight into northern Iran-southern Caspian geodynamics. *Geology (Boulder)* 34, 477-480.
- Rizza, M., S., M., Ritz, J., Nazari, H., Hollingsworth, J., and Salamati, R. (submitted). Using luminescence dating of coarse matrix material to estimate fault slip-rate of the Astaneh Fault (Iran). *Quaternary Geochronology*.
- Rubin, C. M., and Sieh, K. (1997). Long dormancy, low slip rate, and similar slip-per-event for the Emerson Fault, eastern California shear zone. *Journal of Geophysical Research* 102, 15,319-15,333.
- Shimazaki, K., and Nakata, T. (1980). Time-predictable recurrence model for large earthquakes. *Geophysical Research Letters* 7, 279-282.
- Soleymani S., Ritz J-F., and Abbassi M., Analysing the junction between the Mosha and the North Tehran active faults, Tectonophysics, accepted
- Stuiver, M., and Reimer, P. J. (1993). Extended (super 14) C data base and revised CALIB 3.0 (super 14) C age calibration program. *Radiocarbon* 35, 215-230.
- Tatar, M., Jackson, J., Hatzfeld, D., and Bergman, E. (2007). The 2004 May 28 Baladeh earthquake (M (sub w) 6.2) in the Alborz, Iran; overthrusting the South Caspian Basin margin, partitioning of oblique convergence and the seismic hazard of Tehran. *Geophysical Journal International* 170, 249-261.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M. R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., and Chery, J. (2004a). Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman. *Geophysical Journal International* 157, 381-398.
- Vernant, P., F. Nilforoushan, J. Chery, R. Bayer, Y. Djamour, F. Masson, H. Nankali, J. F. Ritz, M. Sedighi and F. Tavakoli (2004b), Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data, *Earth and Planetary Science Letters*, 223(1-2), 177-185.
- Wallace, R. E. (1987). Grouping and migration of surface faulting and variations in slip rates on faults in the Great Basin Province. *Bulletin of the Seismological Society of America* 77, 868-876.
- Weldon, R. J., Scharer, K. M., Fumal, T. E., and Biasi, G. (2004). Wrightwood and the earthquake cycle; what a long recurrence record tells us about how faults work. *GSA Today* 14, 4-10.
- Wells, D. L., and Coppersmith, K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84, 974-1002.
- Wintle, A. G., and Murray, A. S. (2006). A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements* 41, 369-391.
- Yeats, R. S., and Prentice, C. S. (1996). Introduction to special section; paleoseismology. *Journal of Geophysical Research* 101, 5847-5853.

IV.3. La faille de Tabriz

IV.3.1. Contexte tectonique du Nord-Ouest de l'Iran – Tabriz

Le nord-ouest de l'Iran (45°E - 53°E) correspond à la jonction entre les chaînes du Zagros, de l'Alborz et du Caucase. La situation géologique actuelle est le résultat d'une histoire complexe débutant au Précambrien et continuant jusqu'au Plio-Quaternaire. Dans cette région, les unités géologiques se trouvent assemblées dans des systèmes complexes de chevauchements, de plis et de décrochements mis en place essentiellement à la fin du Cénozoïque (Alavi, 1996). Les accidents tectoniques majeurs présentent aujourd'hui une direction générale WNW-ESE.

La faille de Tabriz est considérée comme le prolongement oriental du système de failles du Gailatu-Siah-Cheshmeh-Khoy (GSKF), qui permet le transfert de contraintes entre les blocs iraniens vers le système de faille Nord Anatolien (Jackson, 1992; Karakhanian et al., 2004). Les données géodésiques (GPS) acquises dans cette région estiment que 14 mm/an de déformation sont accommodées au travers de la région nord-ouest iranienne et, que ~ 8 mm/an de cisaillement dextre se concentre sur la faille de Tabriz (Figure IV-3-1), l'un des accidents majeurs identifiés sur plus de 300 km de long dans cette région (Vernant et al., 2004b; Masson et al., 2006).

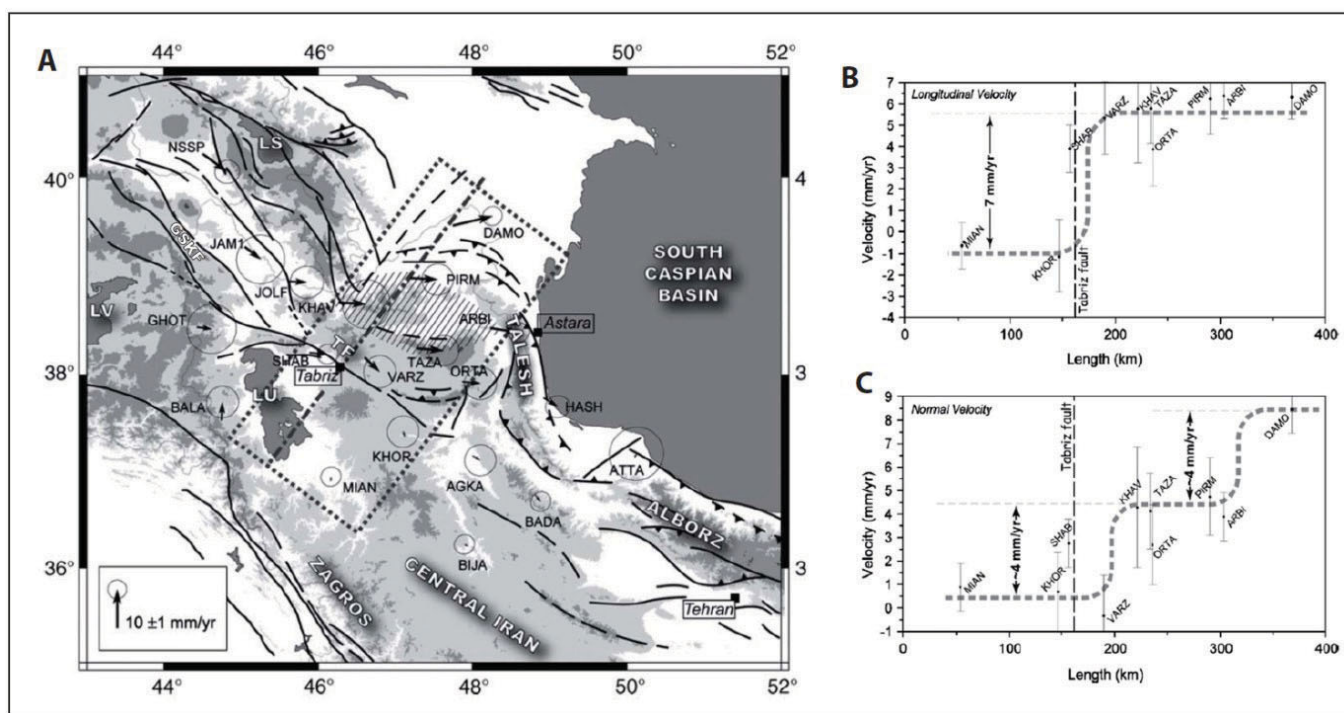


Figure IV-3.1 : A) Champ de vitesse GPS selon un référentiel bloc central iranien stable et ellipses de confiance à 95% d'après Masson et al. (2006). LU= Lac Urumia, LV= Lac Van, LS=Lac Sevan, TF : Faille de Tabriz, GSKF : système de faille de Gailatu-Siah-Cheshmeh-Khoy. B) Composante longitudinale du champ de vitesse le long d'un profil

perpendiculaire à la faille de Tabriz (Trait pointillé bleu). B) Composante transverse du champ de vitesse le long du profil.

Les données de sismicité historique et de sismicité instrumentale montrent que la faille de Tabriz est l'une des failles les plus actives en Iran (Ambraseys and Melville, 1982; Berberian and Yeats, 1999; Karakhanian et al., 2004; Engdahl et al., 2006). Cette faille a en effet rompue lors de plusieurs séismes destructeurs faisant de nombreux dommages matériels et humains dans la région de Tabriz. A partir des données historiques, il a été montré que la faille de Tabriz semble avoir connu des périodes d'essaims sismiques (spatiales), avec une séquence récente ayant rompue la quasi-totalité du plan de faille entre 1721 et 1786, avec une rupture de surface progressant vers l'ouest (Figure IV-3-2A). D'autres périodes d'activité sismique intense ont été répertoriés dans les catalogues de sismicité avec une deuxième séquence entre 1273 et 1304, puis une troisième séquence entre 858 et 1042. Ces périodes d'essaims sismiques sont séparées par des périodes de faible activité sismique d'une durée moyenne de 200 à 400 ans (Figure IV-3-2B).

Mais des analyses paléosismologiques le long de la faille de Tabriz ont montré que quatre séismes ont eu lieu dans les derniers 3 600 ans dans sa partie occidentale (Figure IV-3-3), alors que trois séismes ont été identifiés dans les derniers 33 500 ans dans sa partie centrale (Hessami et al., 2003; Solaymani, 2009). Ces données impliquent des temps de récurrence d'environ 800 ans dans sa partie occidentale et de 11 000 ans dans sa partie centrale, ce qui n'est pas en accord avec la sismicité historique. Ces séismes ont des magnitudes estimées entre 6.3 et 7.4, avec des déplacements co-sismiques entre 3 et 5 m (Hessami et al., 2003; Karakhanian et al., 2004; Solaymani, 2009). A partir de ces analyses paléosismologiques une vitesse de glissement comprise entre 3 et 6 mm/an a été proposée par Hessami et al. (2003).

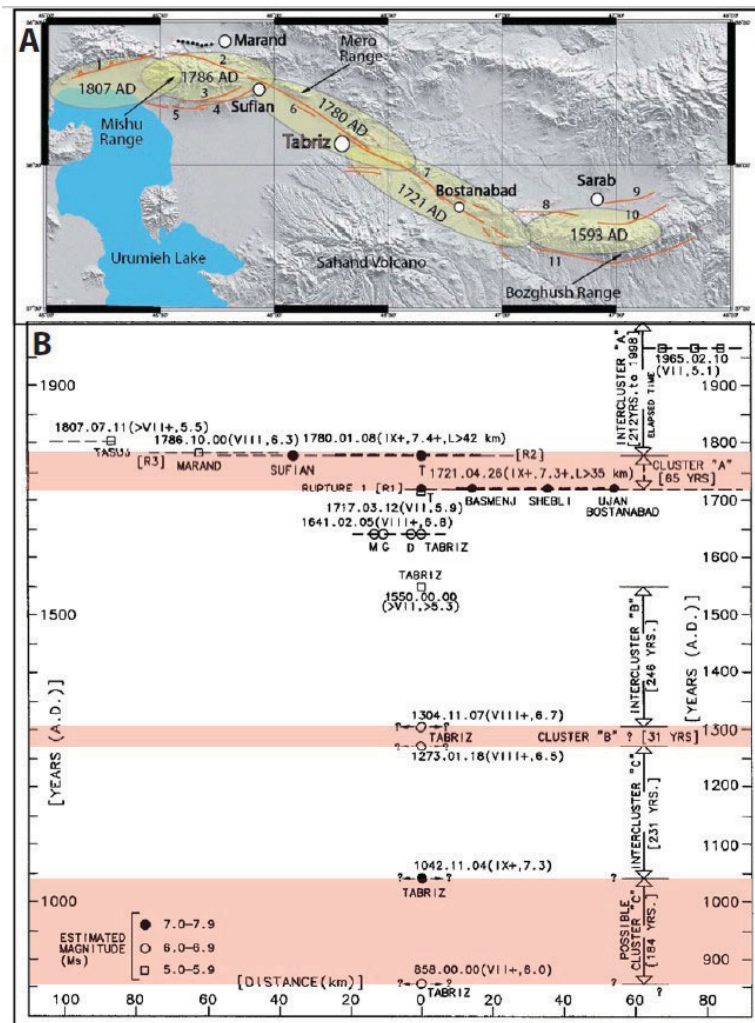


Figure IV-3.2 : A) Séismes de la séquence de 1539-1807 AD reportés dans la région de Tabriz grâce aux données historique fournies par Berberian et Yeats (1999) (d'après Solaymani, 2009). 1 : faille de Tassuj, 2 : faille de Nord Mishu, 3 : faille de Sud Mishu, 4 : faille de Sufian, 5 : faille de Shabestar, 6 : segment NW de la faille Nord Tabriz, 7 : segment SE de la faille Nord Tabriz, 8 : faille de Duzdizan, 9 : faille de Sud Sarab, 10 : faille de Nord Bozghush, 11 : faille de Sud Bozghush.

B) Séismes historiques et périodes supposées d'essaims sismiques (cluster) représentées en rouge sur la faille de Tabriz (modifié d'après Berberian et Yeats, 1999)

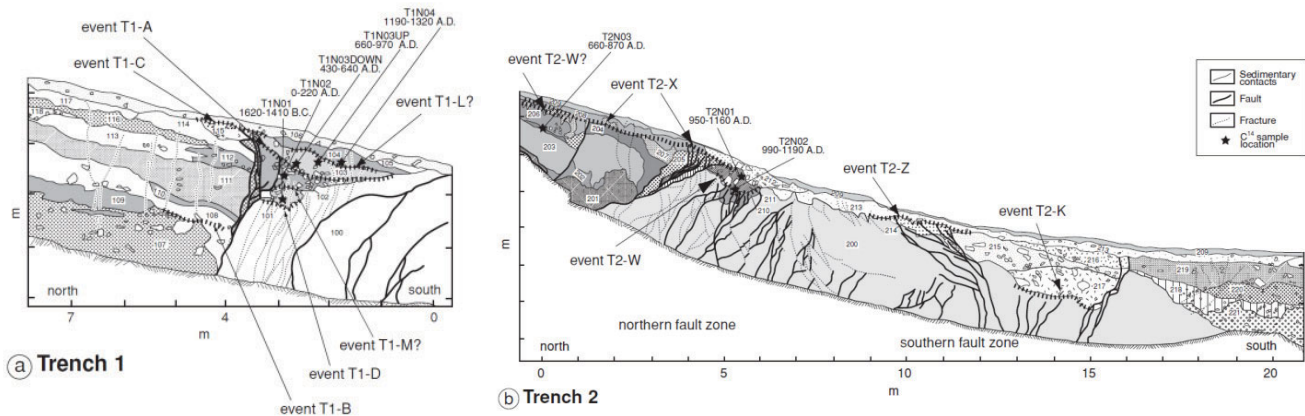


Figure IV-3.3 : Investigations paléosismologiques le long de la faille de Tabriz par Hessami et al. (2003). Quatre séismes ont été identifiés au sein des tranchées et des échantillons de 14C ont permis de dater les séismes. Le séisme le plus récent est postérieur à 990 AD, le séisme 2 a eu lieu vers 910 ± 250 AD, le troisième vers 320 ± 320 AD et le dernier vers 700 ± 920 BC.

IV.3.2. Comparaison des vitesses court et long termes sur la faille de Tabriz -

Analyses morphotectoniques et géodésiques.

IV3.2.1. Les données géodésiques sur la faille de Tabriz

Les données géodésiques sur la faille de Tabriz estiment que la vitesse inter-sismique sur la faille de Tabriz est de l'ordre de 7-8 mm/an (Masson et al., 2006 ; Reilinger et al., 2006). De nouvelles données issues d'un réseau GPS avec un ensemble de stations installées sur des profils SW-NE confirment les premières vitesses de chargement (Vernant, communication personnelle). A partir d'un modèle de bloc, la vitesse est estimée à ~7.4 mm/an, sur le segment où les études morphotectoniques ont été menées (Figure IV-3-4), cette vitesse semblant constante le long de la faille de Tabriz.

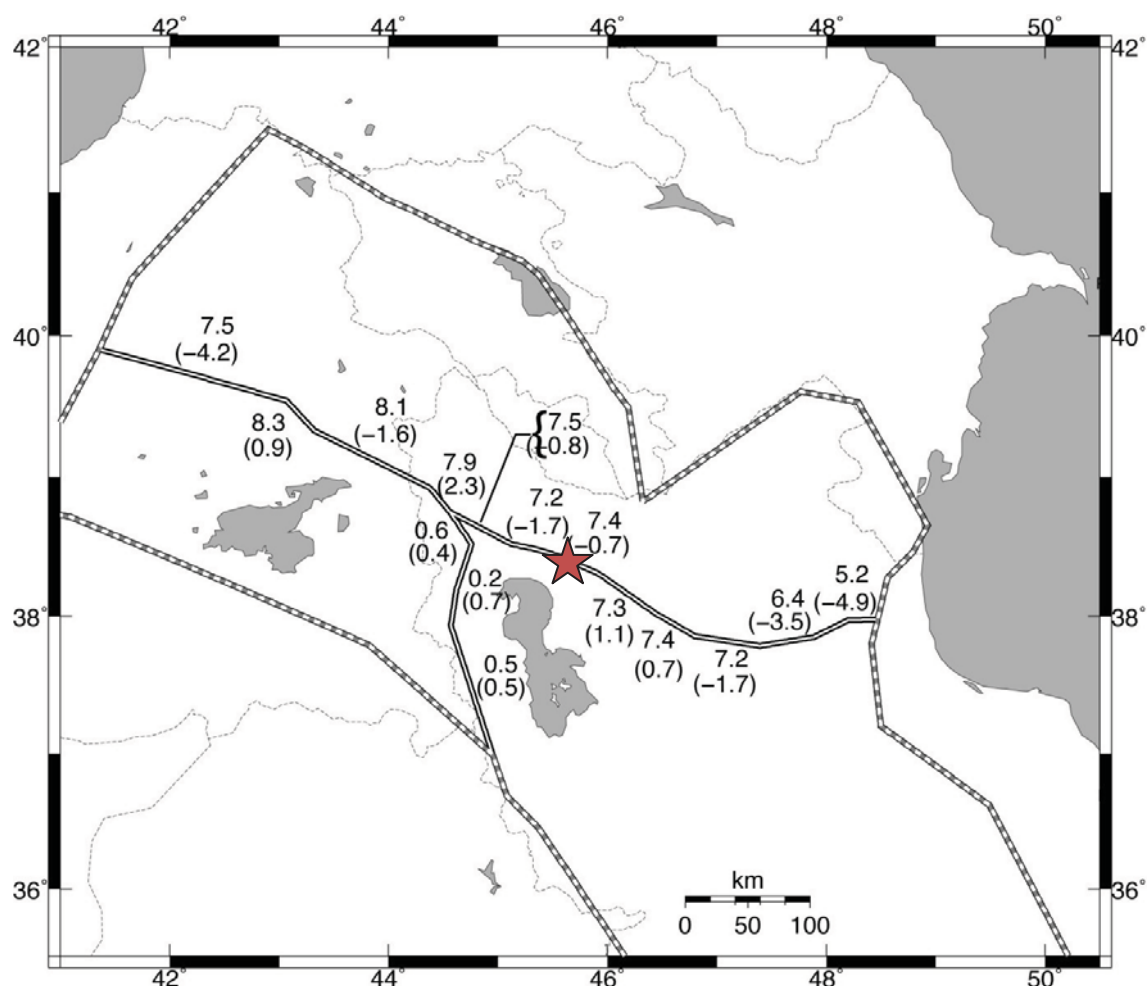


Figure IV-3-4: Carte présentant les vitesses (en mm/an) déduites à partir d'un modèle de bloc (Vernant, communication personnelle). Les chiffres du haut représentent les vitesses cisailantes dextres et les chiffres entre parenthèses les vitesses sur la composante verticale. L'étoile rouge localise le site morphotectonique

En parallèle, l'acquisition d'images radar sur la région de Tabriz (période couverte 2003-2010) a également permis une estimation du chargement intersismique le long du segment de faille étudié.

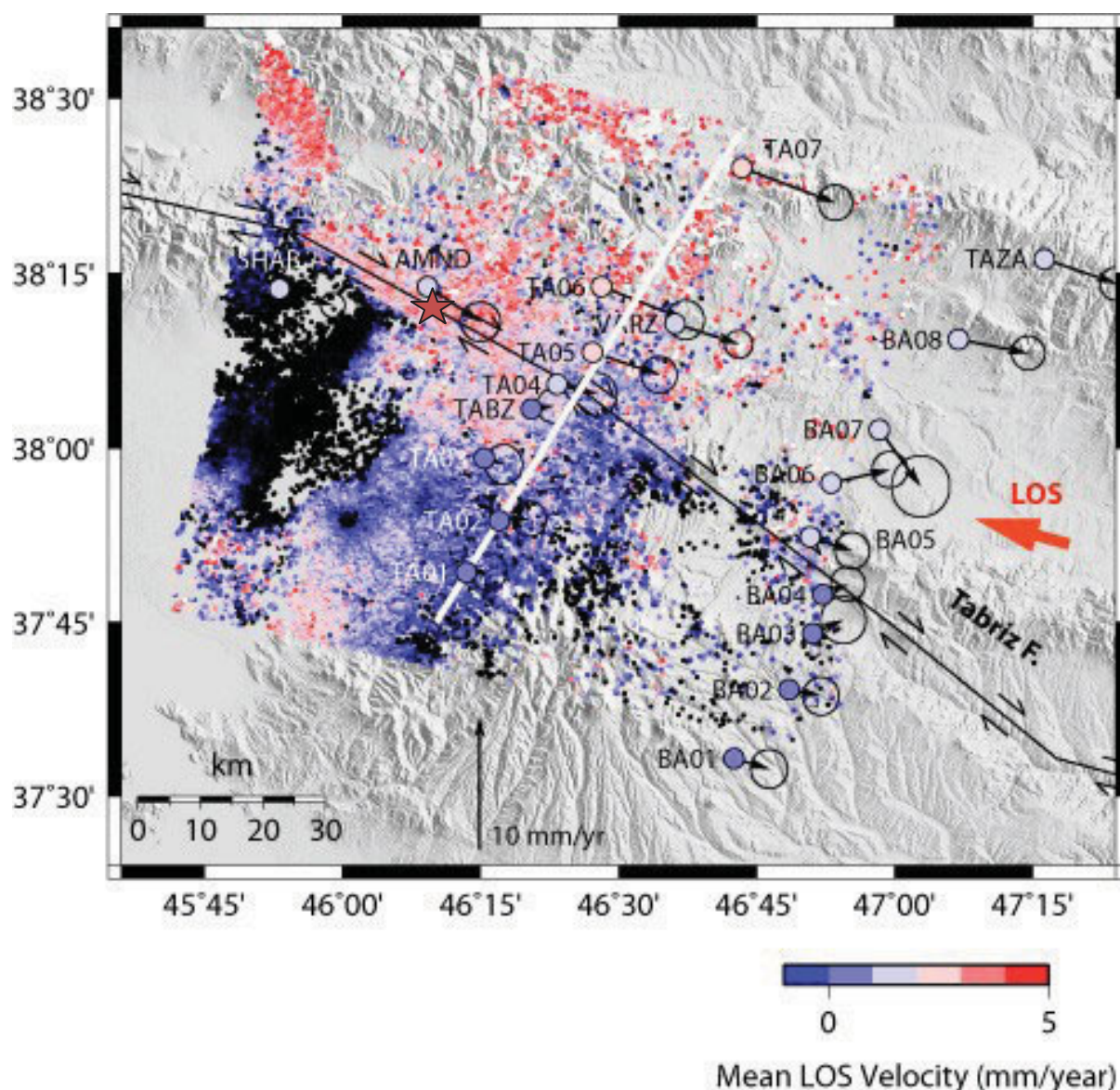


Figure IV-3-5 : Carte des vitesses de déformation avec une palette de couleur choisie pour une meilleure représentation des phénomènes tectoniques (Peyret, communication personnelle). Ces vitesses ont été estimées sur une période temporelle entre 2004 et 2010. Les données GPS sont également représentées dans un référentiel bloc central iranien fixe et des ellipses d'erreur à 2 sigma. La faille de Tabriz est représentée par le trait noir, la flèche rouge l'angle de visée du satellite.

La figure IV-3-5 présente une cartographie des vitesses de déformation sur la région de Tabriz, avec le bloc au sud de la faille qui est fixe. On observe que le déplacement est relativement homogène le long du segment de faille avec une vitesse d'environ 5-7 mm/an (direction N110°). Sur ce couple d'images, il est intéressant de noter que la faille marque une limite franche dans les déformations de surface, et qu'un phénomène de subsidence (zone

noire à l'est de la station SHAB) peut être associé à des pompages intensifs dans la plaine alluviale. La comparaison des données GPS et des vitesses estimées par interférométrie montre que ces vitesses sont bien corrélées (Figure IV-3-6), estimant que la faille de Tabriz accommode entre 5 et 7 mm/an de cisaillement dextre.

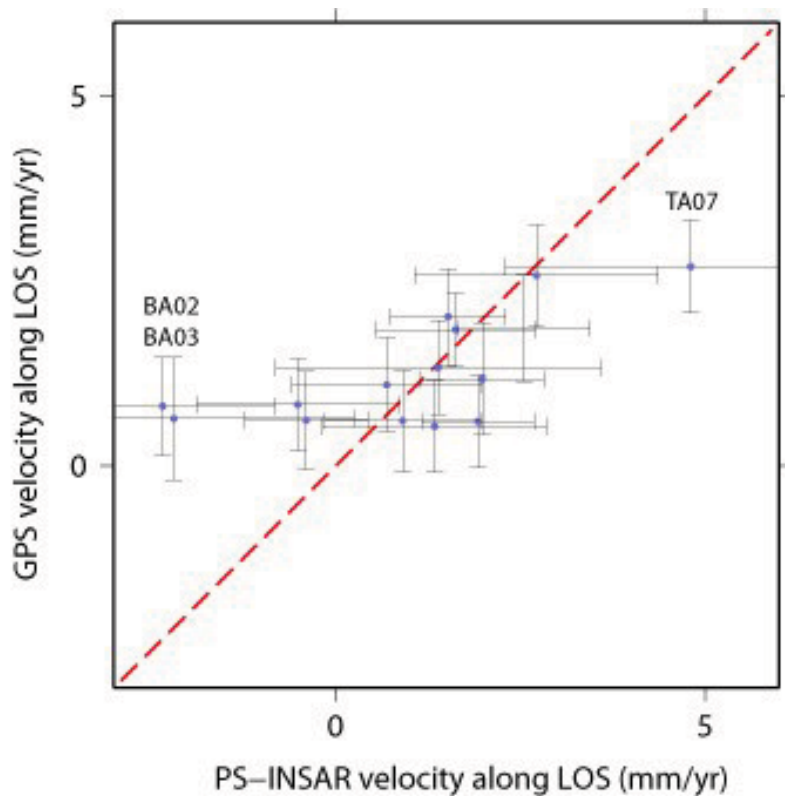


Figure IV-3-6 : Graphique de corrélation entre les vitesses mesurées le long de la ligne de base du satellite (axe horizontal) et entre les données GPS (axe vertical) (Peyret, communication personnelle). Les incertitudes sur les vitesses sont représentées à 1 sigma. Trois stations (BA02, BA03 et TA07) ne semblent pas présenter une bonne corrélation entre les vitesses GPS et InSAR.

IV-3.2.2. Estimation d'une vitesse géologique sur la faille de Tabriz.

Les différences notables entre les vitesses de glissement estimées par le GPS/InSAR et les vitesses de glissements issues de données paléosismologiques soulèvent la question d'une possible variation de la vitesse sur la faille de Tabriz, avec une éventuelle accélération de cette vitesse dans les derniers milliers d'années. Afin de répondre à cette question, nous avons effectué des analyses morphotectoniques aux abords du village de Khajeh-Marjan, où les tranchées d'Hessami et al. (2003) avaient été ouvertes (Figure 3.4). Des cônes alluviaux décalés par la faille avaient en effet été repéré par les auteurs précédemment cités, mais aucune datation des surfaces n'avait été effectuée.

Au cours de cette étude, une ré-estimation du décalage des cônes alluviaux a été réalisée et lors d'une mission de terrain en 2008, des échantillons de luminescence ont été prélevés dans la matrice des cônes alluviaux. Ce travail de morphotectonique nous a permis d'estimer une vitesse de faille sur les derniers 45 000 ans.

Je présenterai ici les résultats de morphotectonique sous la forme d'une section d'article (en préparation) qui permet de comparer les vitesses estimées par GPS et par interférométrie radar avec une vitesse géologique, afin de répondre à la question si oui ou non cette faille a accélérée au cours du quaternaire.

Morphotectonics and geodetic evidences for a constant slip-rate over the last 45 kyr on the Tabriz fault, Iran.

Article en preparation

Rizza, M., P. Vernant, J. F. Ritz, M. Peyret, H. Nankali, H. Nazari, Y. Djamour, S. A. Mahan, R. Salamati and F. Tavakoli,

III. Morphotectonic analyses at Khajeh-Marjan

We propose to estimate a geological slip rate by dating an alluvial fan surface displaced along the fault zone, near the Khajeh-Marjan village, two kilometers west of the paleoseismological sites of Hessami et al. (2003) (Figure 1).

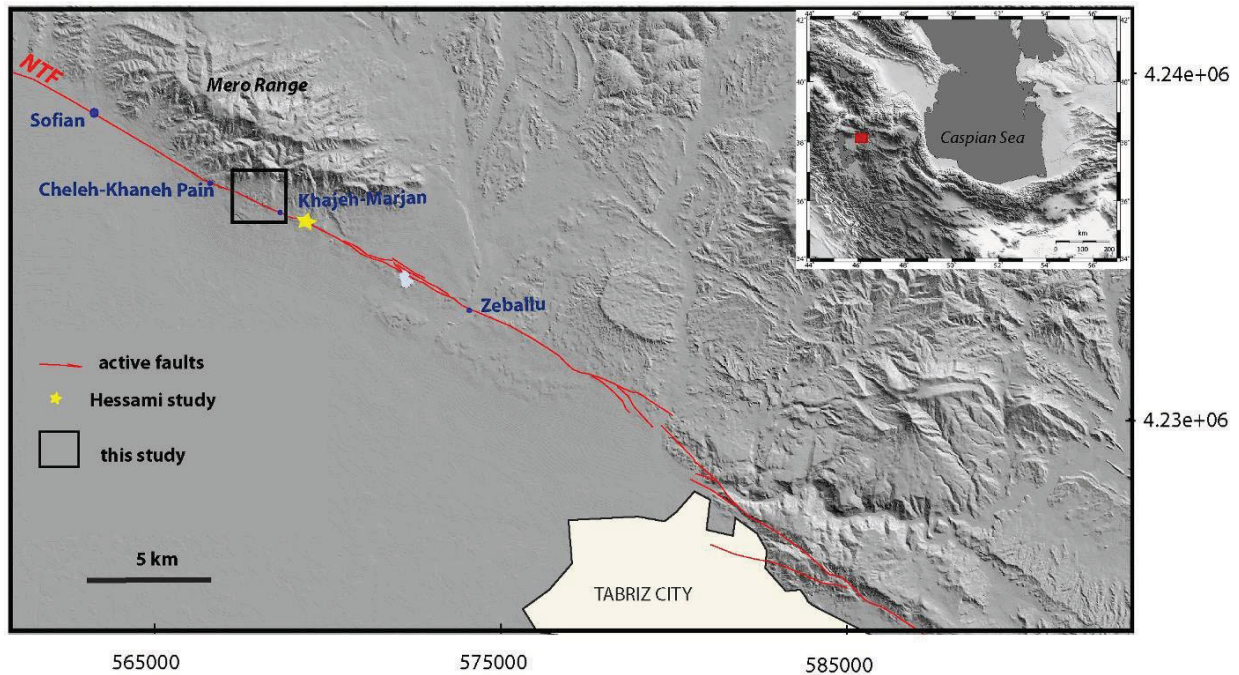


Figure 1: Map of the west segment of the North Tabriz Fault (NTF). Topography is in gray color, active quaternary fault segments in red and the location of this study is represented by the black box. We located the paleoseismological trenches (Hessami et al, 2003) near the Khajeh-Marjan village with the yellow star. The coordinates of the map are in Universal Transverse Mercator (UTM) for the 39th North zone.

3.1. Estimating morphological offsets at the Khajeh-Marjan site.

3.1.1. Estimating offsets of alluvial fan

In this area, large alluvial fans are observed and using aerial imagery we identified three main deposited surfaces, according to one previous study at the same site (Solaymani et al., accepted). We focus our study in the west part of the Khadje-Marjan village where an alluvial fan shows right-lateral cumulative offsets. This alluvial fan surface S1 presents a red varnish pavement and is covered by colluviums deposits (Co) in the north part of the area (Fig. 2).

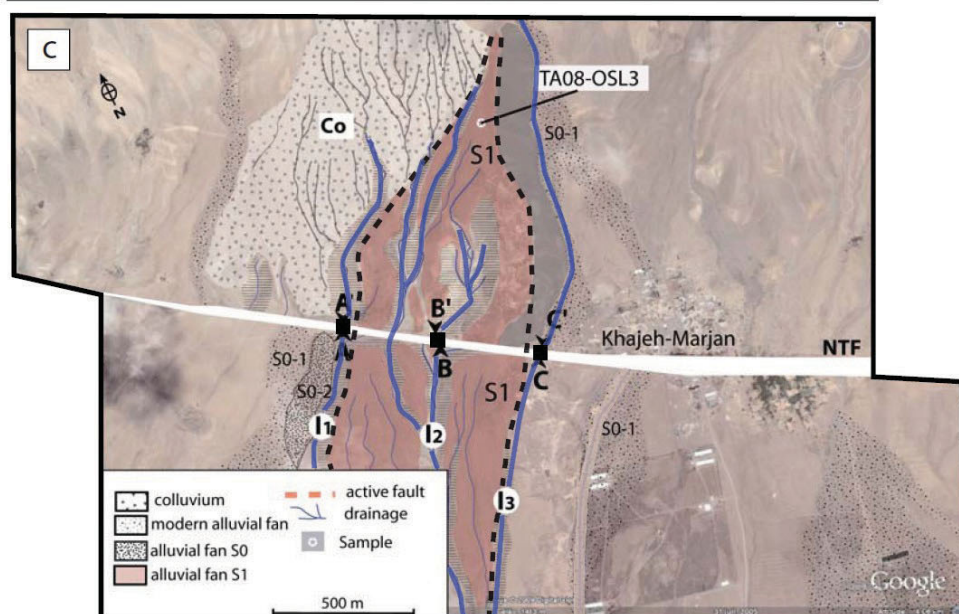
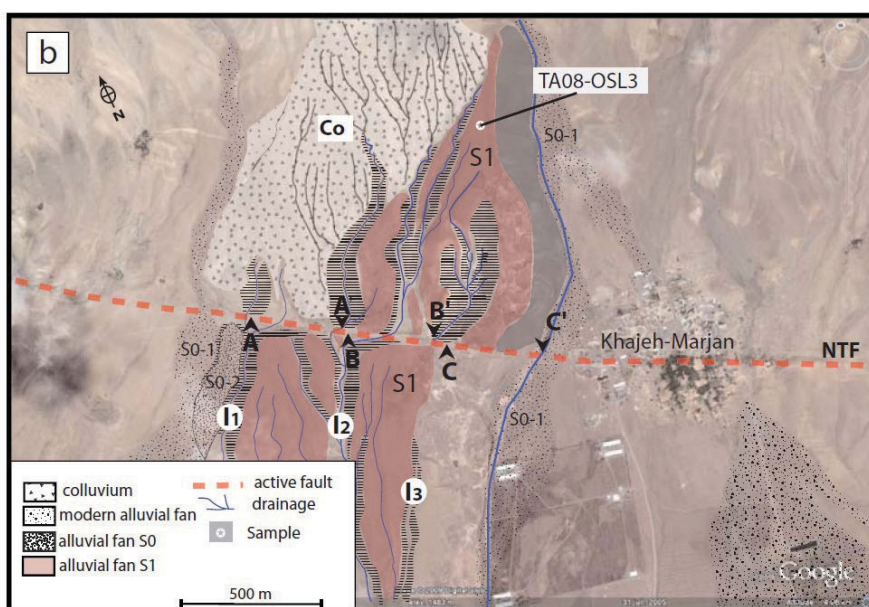
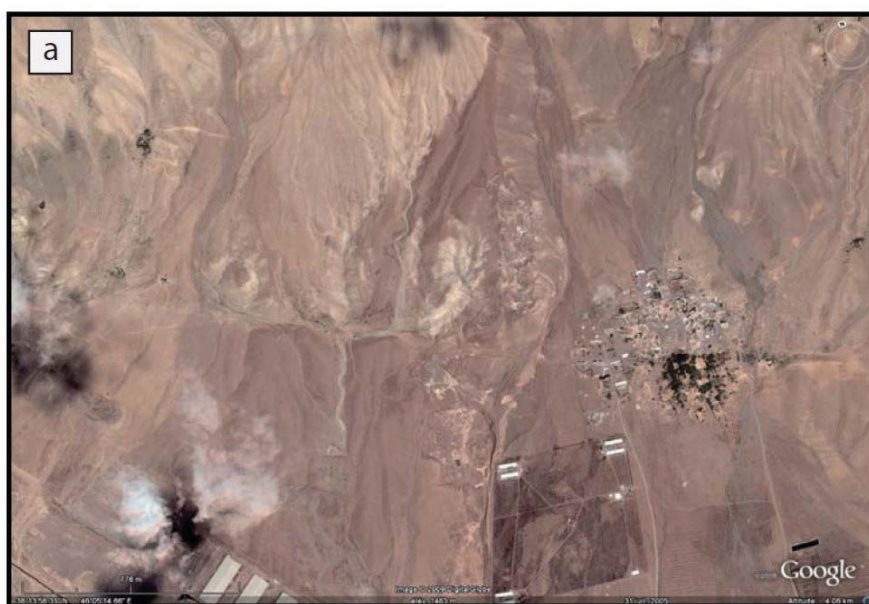


Figure 2: Google imagery and morphotectonic interpretations of the alluvial fan displaced along the North Tabriz Fault (NTF), near the Khajeh-Marjan village. a) Google imagery of present day. b) Morphotectonic interpretations dropped on the Google imagery for the present day stage. The different piercing points are AA', BB', CC'. TA08-OSL3 is the luminescence sample collected within the coarse alluvial material. c) Morphotectonic interpretations dropped on the Google imagery and reconstitution for an offset of ~310 m. The black dashed lines represent the reconstitution of the upper part of the riser S1/S0, and in blue is the drainage network. Note that for this reconstitution, or stream incisions are connected in both part of the fault zone and the risers of the alluvial fan S1 are also well connected in both sides.

Deep incisions are observed within the S1 surface and present large cumulative offsets of several hundred meters along the Tabriz fault zone (Fig. 2). South of the fault, the western riser of the S1 surface is underlined by a deep incision (I_1), and a second incision is identified in the central part of the S1 fan surface (I_2) which is actually connected with streams in the north side of the fault. We have also identified an abandoned channel valley (I_3) in the eastern part of the S1 surface but human excavations have destroyed the piercing line corresponding at this incision along the fault zone. Using the digital elevation model with 30 m of resolution, we define the piercing line corresponding to the I_3 incision in the topography (Fig. 3).

North of the Tabriz fault, several stream incisions have been identified: in the western part of S1 surface a recent incision connects with the stream I_1 , two deep incisions connect with the I_2 stream valley, and a fourth stream incision corresponding to an abandoned valley that is not going through the fault at the present day can be identified. In the field we have also observed an abandoned stream channel, parallel to the fault zone, showing that this incision was connected to the I_2 valley (Fig 4). In the eastern part of the alluvial S1 surface, an active stream has incised the riser between the S1 surface and the surface deposits that correspond to modern alluvial surfaces.

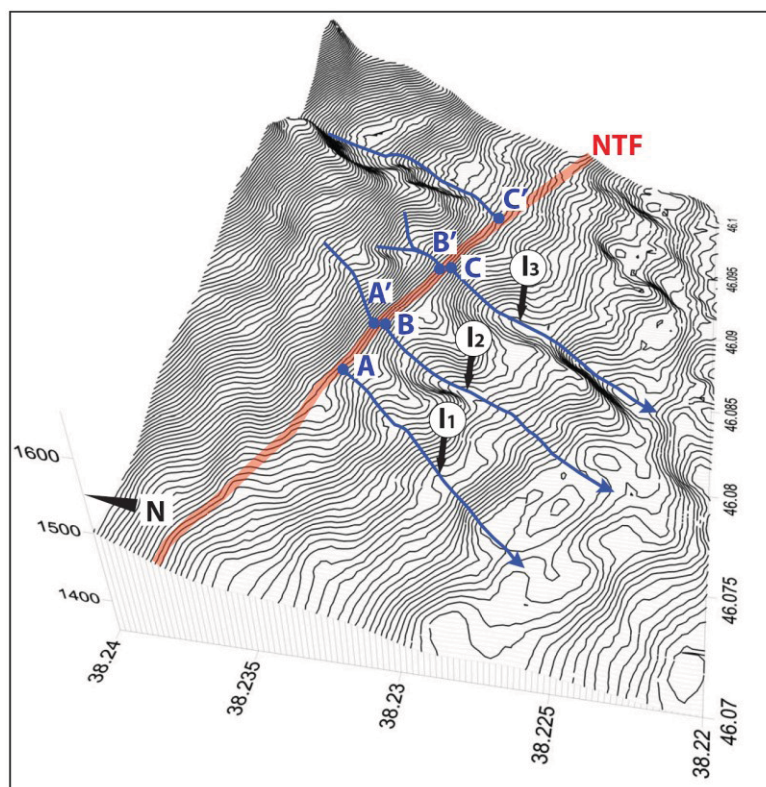


Figure 3 : perspective view looking east of the digital elevation model for the study area with contour lines drawn at 5 meters.

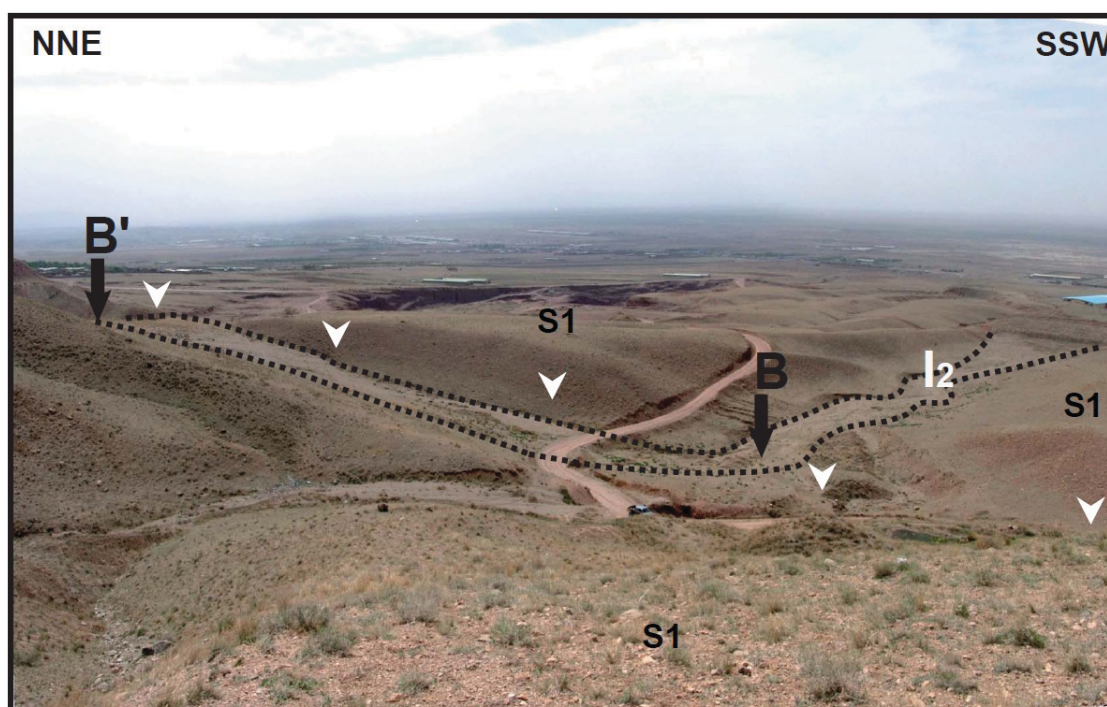


Figure 4: Field view looking south of the incision stream I_2 right-laterally displaced along the fault zone (piercing point B-B').

The piercing points A, B and C corresponding to the piercing lines for the major incisions I_1 , I_2 and I_3 are shown on Figures 2 and 3. We also define the piercing points A', B' which correspond to the deeper incision within S1 surface in the north side, and the piercing point C' corresponding to the active stream in the youngest alluvial surface. Using google earth imagery, aerial photography and digital elevation model, we re-estimated the offsets of the incision streams. The measured offsets are 340 ± 30 m, 311 ± 15 m and 315 ± 8 m for the piercing points A-A', B-B' and C-C', respectively. Note that the A-A' piercing points were measured using the digital elevation model. The mean value for the stream offsets incising the S1 surface is 322 ± 20 m.

3.1.2. Estimating recent offsets

During field investigations, we also measured one offset presenting the smallest right-lateral displacement that we could observe in this area. This offset is located at less than 300 meters west of the trenches sites of Hessami et al. (2003). The right-lateral displacement of a modern stream is estimated at 4 ± 0.5 m, using the axe of the stream channel (Fig. 5).

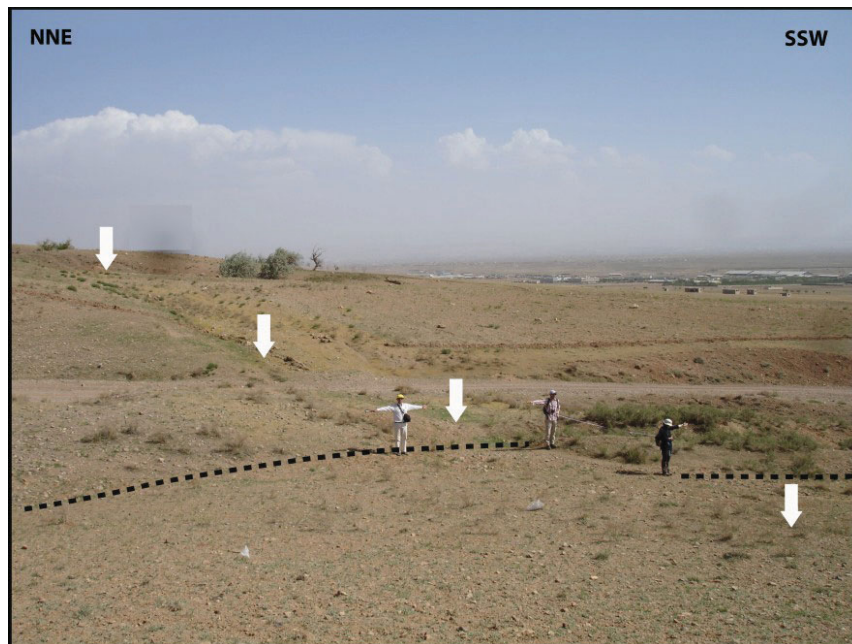


Figure 5: Offset of 4 ± 0.5 meters along the NTF fault at 300 meters westward to the paleoseismological trenches. The black dashed line represents the piercing lines corresponding to the axe of the stream.

3.2. Luminescence age of the S1 alluvial surface.

In order to provide an age for the S1 surface, one luminescence sample (TA08-OSL3) has been collected north of the fault zone (see location in Fig. 2).

3.2.1. Sampling

To collect the luminescence sample, a soil pit was dug in the S1 fan deposits and three main layers were identified (Fig. 6). An organic-rich unit with a sandy matrix (~10 cm thick) is above a layer containing angular pebbles in a coarse sand matrix (~35 cm thick). The third unit contains angular pebbles, stratified and poorly sorted in a silty-sand matrix. This third unit presents a thin clay around 80 cm depth. The different sources for the angular pebbles are red sandstones and micaceous shales from the Paleozoic formations and green-gray shales, sandstones and marly limestones from Mesozoic formations. The luminescence sample was collected within the clay layer at 80 cm depth, and the fine material was saved on a plastic bag inside an aluminium tube with the both ends closed. We also collected and sealed 600 grams of coarse material for the dose rate estimates.

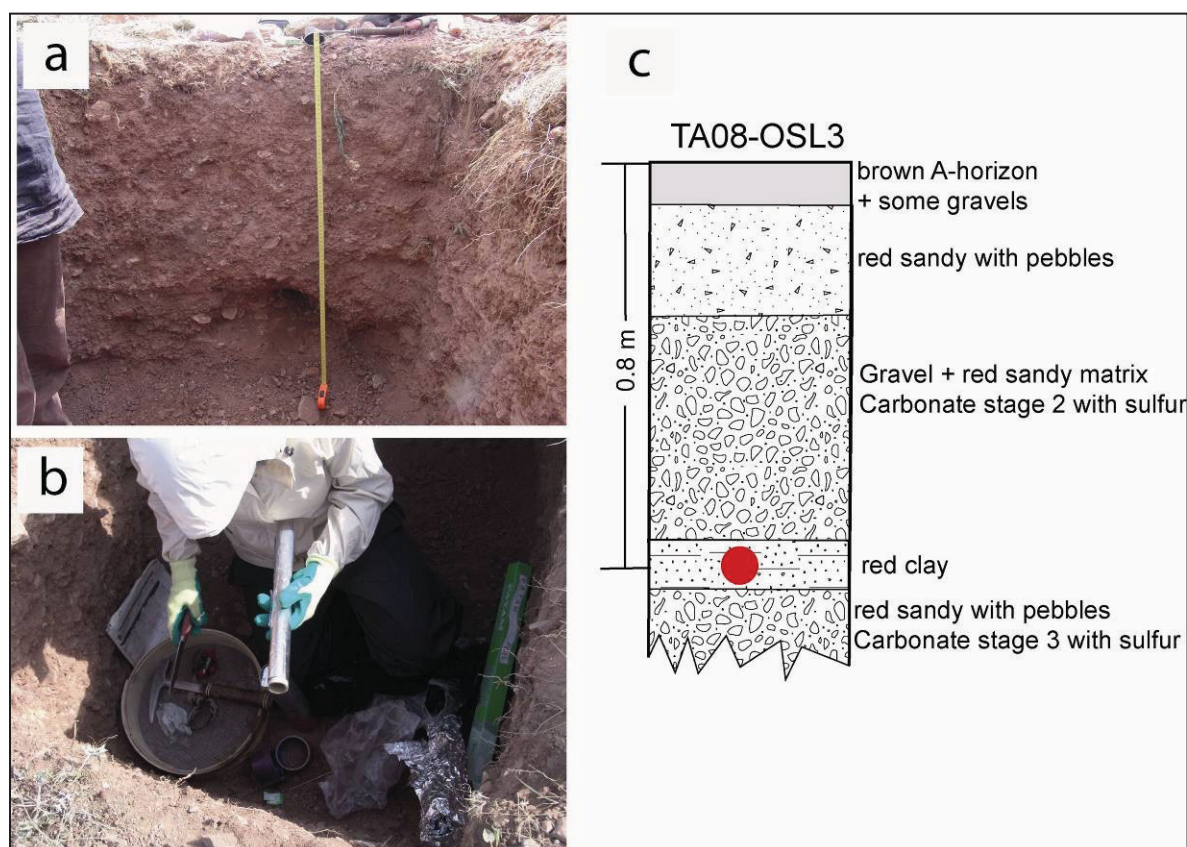


Figure 6: OSL sample collecting and soil pit interpretations. a) Photography of the red coarse material from the alluvial fan after samples collecting. b) tools used during the luminescence collecting. We used a mesh sieve, knife, plastic bags and aluminium foil to seal the both ends of the tube. The collect of the samples was below a cover in a total darkness. c) Log interpretation of units within the soil pit. The luminescence sample was collected in a red clay unit at 80 cm in depth (red dot).

3.2.2. Age estimates

The TA08-OSL3 sample was prepared following the same protocol as Rizza et al. (pending acceptance after revisions). The cosmic doses and attenuation with depth were calculated using the methods of *Prescott and Hutton (1994)*.

To analyse the quartz component, we use the single aliquot regeneration (SAR) protocol (*Murray and Wintle, 2000; 2003*) with the 250-180 μm quartz grains fraction, and a preheat temperature of 220°C. Nineteen aliquots have passed the test dose regeneration and the equivalent doses are ranging from 165.8 ± 13.1 Gy to 238.3 ± 14.2 Gy, with a weighted mean equivalent dose estimated at 214.6 ± 14.6 Gy. The equivalent doses estimates are

displayed on a radial plots following Galbraith et al. (1999) in Fig.7a, and also in a probability plot function in Fig. 7b. The ratio between the weighted mean equivalent dose of TA08-OSL3 and the dose rate (4.59 ± 0.1 Gy/ka) yields a burial age of 46.7 ± 5.2 ka for the S1 surface.

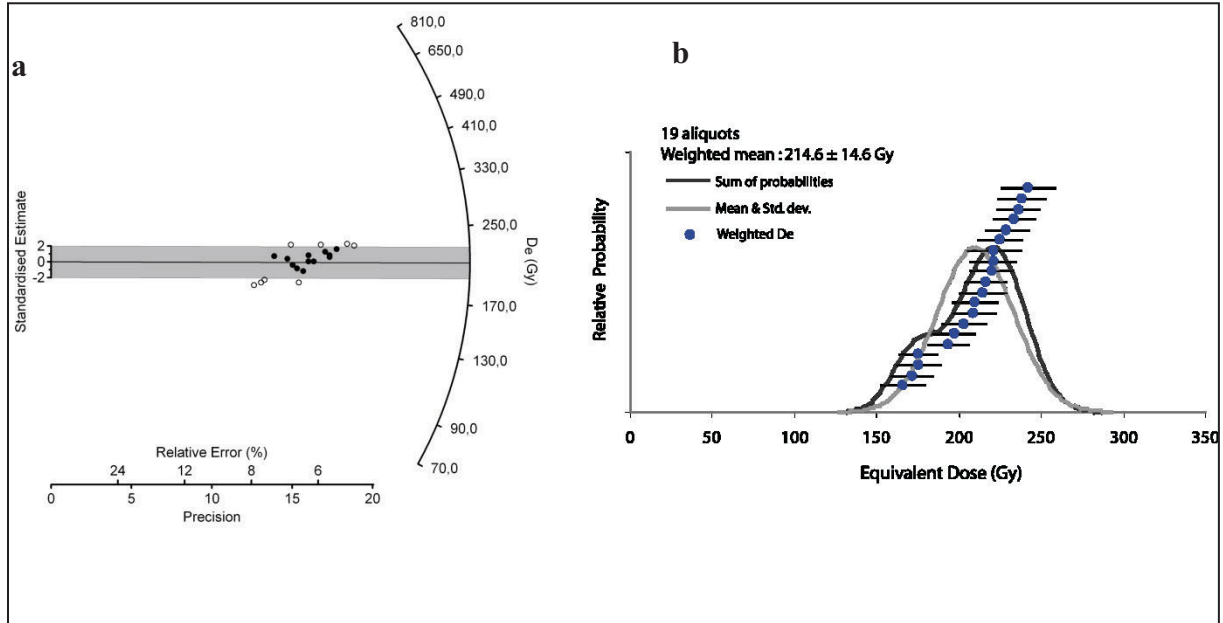


Figure 7: Equivalent dose (D_e) distribution for TA08-OSL3 sample. a) radial plot distribution at 2σ (95%) following Galbraith et al. (1999). b) Probability density plot (black line) with individual aliquots (blue dots) and the weighted age model distribution (gray line).

To analyse the feldspar component, we use the total-bleach Multiple-Aliquot Additive-Dose (MAAD) method for IRSL (Richardson et al., 1997; Aitken, 1998; Forman and Pierson, 2002) with the 105-90 μm grain size, after irradiation and a preheat of 124°C during 64 hours. The equivalent dose for the sample is estimated at 242.1 ± 2.93 Gy and the dose rate at 6.17 ± 0.13 Gy/ka. Fading tests are carried out following the instructions of Auclair et al (2003), and after a correction of 2.5 ± 0.5 % we obtain an age of 43.7 ± 1.1 ka using the formulas of Huntley and Lamothe (2001).

3.3. Geological slip-rate of the North Tabriz Fault

Using the weighted mean offsets of 322 ± 20 m for the alluvial fan S1 and the ages from luminescence dating, we estimate a geological horizontal slip-rate for this segment.

Using the OSL age of 46.7 ± 5.2 ka and the IRSL age of 43.7 ± 1.1 ka, we calculate slip rates of 7.0 ± 1.2 mm/yr and 7.4 ± 0.6 mm/yr, respectively. These geological slip rates are in agreement with the present day slip rate of ~ 7 mm/yr estimated by GPS measurements.

Discussions

1. Ages of the alluvial fan

The ages estimates are consistent with the ages of fan deposits recorded around 41- 44 ka in the Urmia lake area, 45 km west of our study site (*Djamali et al, 2008*). These alluvial fan deposits could be correlated with the MIS 3 during the last glacial period where the erosion and fluvial activities were intense.

2. Recurrence time

The North Tabriz fault system has ruptured in three earthquakes from 1721 to 1786 and a previous cluster may have struck the region from 1273 to 1304, yielding an elapsed time of 460 ± 50 years between these two high seismic periods (Berberian and Yeats, 1999). A previous cluster is also reported between 858 and 1042. The paleoseismological investigations have estimated the mean recurrence time at 821 ± 176 years at Khajeh-Marjan (Hessami et al., 2003). Our field investigations show a right-lateral offset of 4 ± 0.5 m that we assume created by only one earthquake. This co-seismic offset is in agreement with previous co-seismic offsets reported between 3 and 5 meters along the North Tabriz Fault (Karakhanian et al, 2004 ; Hessami et al, 2003). Assuming that this offset is associated with the co-seismic slip of the 1780 historical earthquake, we estimate a recurrence time of 600 ± 175 years, using the simple ratio of the co-seismic slip divided by the slip rate of 7.0 ± 1.2 mm/yr. This calculated recurrence interval is comprised between historical and paleoseismological recurrence times and we can not exclude that the offset of 4 ± 0.5 m has been produced by more than one earthquake.

REFERENCES

- Aitken, M. J. (1998). An introduction to optical dating; the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence.
- Ambraseys, N. N., and Melville, C. P. (1982). A history of Persian earthquakes.
- Auclair, M., Lamothe, M., and Huot, S. (2003). Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR. *Radiation Measurements* **37**, 487-492.
- Berberian, M., and Yeats, R. S. (1999). Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau. *Bulletin of the Seismological Society of America* **89**, 120-139.
- Djamali, M., de Beaulieu, J.-L., Shah-Hosseini, M., Andrieu-Ponel, V., Ponel, P., Amini, A., Akhiani, H., Leroy, S. A. G., Stevens, L., Lahijani, H., and Brewer, S. (2008). A late Pleistocene long pollen record from Lake Urmia, NW Iran. *Quaternary Research* **69**, 413-420.
- Forman, S. L., and Pierson, J. (2002). Late Pleistocene luminescence chronology of loess deposition in the Missouri and Mississippi River valleys, United States. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **186**, 25-46.
- Galbraith, R. F., Roberts, R. G., Laslett, G. M., Yoshida, H., and Olley, J. M. (1999). Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, Northern Australia. Part 1 : experimental design and statistical models. *Archaeometry* **41**, 339-364.
- Huntley, D. J., and Lamothe, M. (2001). Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Canadian Journal of Earth Sciences = Revue Canadienne des Sciences de la Terre* **38**, 1093-1106.
- Karakhanian, A. S., Trifonov, V. G., Philip, H., Avagyan, A., Hessami, K., Jamali, F., Salih Bayraktutan, M., Bagdassarian, H., Arakelian, S., Davtian, V., and Adilkhanyan, A. (2004). Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and northwestern Iran. *Tectonophysics* **380**, 189-219.
- Murray, A. S., and Wintle, A. G. (2000). Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* **32**, 57-73.
- Murray, A. S., and Wintle, A. G. (2003). The single aliquot regenerative dose protocol; potential for improvements in reliability. *Radiation Measurements* **37**, 377-381.
- Pedrami, M., (1987). The absolute age of the base of the Olduvai Event is only 750,000 yr. *Congress of the International Union for Quaternary Research* **12**, 240.
- Prescott, J. R., and Hutton, J. T. (1994). Cosmic-ray contributions to dose-rates for luminescence and ESR dating-large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements* **23**, 497-500.
- Richardson, C. A., McDonald, E. V., and Busacca, A. J. (1997). Luminescence dating of loess from the Northwest United States. *Quaternary Science Reviews* **16**, 403-415.
- Solaymani, S., Philip, H., Dominguez, S., Hessami, K., Shahpasan Zadeh, M., Foroutan, M., Tabassi, H., and Lamothe, M. (accepted). Paleoseismological and morphological evidences of slip variations along the North Tabriz Fault (NW Iran). *Geophysical Journal International*.

Chapitre V : Discussions générales

Plusieurs études suggèrent que des variations de vitesses ont lieu au cours du temps le long de certaines failles actives situées en domaine inter-plaque (e.g. Bennett et al., 2004 ; Ferry et al., 2007), que des essais sismiques peuvent être enregistrés sur certains segments de failles (e.g. Weldon et al., 2004 ; Marco et al., 2005), ou encore que certains déclenchements de séismes sont le résultat d'une perturbation du champ de contrainte local ou régional induit, par la rupture d'un autre segment (e.g. King et al., 2001 ; Chery et al., 2006).

Cette étude apporte de nouvelles données sur des vitesses de failles, susceptibles d'avoir connues des variations d'activité au cours des derniers milliers d'années, et qui sont situées dans des zones intracontinentales où les taux de déformation sont lents à modérés (Mongolie et Iran). Les taux de glissement proviennent d'une part de l'estimation des déplacements de surface à partir d'analyses morphologiques et de la datation des marqueurs alluviaux par les méthodes ^{10}Be *in situ* et/ou par luminescence, ou encore par ^{14}C . D'autre part, les études paléosismologiques ont permis de mieux contraindre les temps de récurrence et les magnitudes des séismes passés et donc d'analyser si des variations dans le cycle sismique sont détectables ou non. Dans ce chapitre, l'ensemble des résultats acquis sur quatre failles sont compilés et permettent de discuter des vitesses de glissement sur plusieurs échelles de temps, du court terme (GPS, paléosismologie) au moyen terme (morphotectonique).

V.1. Discussion sur les aspects méthodologiques

V1.1. La question du décalage des marqueurs et de l'estimation des vitesses

Au cours de cette thèse, un travail méthodologique sur l'estimation des décalages des marqueurs et sur l'estimation des âges des surfaces a été réalisé. Pour calculer une vitesse à partir d'un décalage de talus, en théorie, on divise le décalage par l'âge de la terrasse inférieure (e.g. Van der Woerd et al., 2000). Cette approche a conduit au débat qui a opposé géologues et géodésiens sur l'estimation de la vitesses de déplacement le long de la faille de l'Altyn Tagh au Tibet (eg Wallace et al., 2004 ; Mériaux et al., 2005 ; Cowgill, 2007 ; Cowgill et al., 2009) et sur la faille de Kunlun (Van der Woerd et al., 2000 ; 2004). A présent, pour déterminer la vitesse de déplacement le long d'une faille, il est proposé d'utiliser dans le cas de décalages de talus, les âges des « terrasses supérieures » et « terrasses inférieures » dans une approche la plus conservatrice possible.

Les travaux menés sur la faille de Bogd fournissent des exemples pour discuter de la cohérence de l'estimation des vitesses de déplacement et des approches à mettre en œuvre dans ce type d'analyse. En effet, cette faille présente de nombreux décalages morphologiques au niveau des

talus de terrasses ou de cônes alluviaux, ce qui permet d'illustrer qu'il est important d'appliquer le modèle théorique des deux terrasses, mais que dans certains cas d'études il est préférable d'utiliser l'âge d'une seule surface.

Par exemple, à West Noyan Uul, les décalages des talus de terrasses ne sont pas similaires d'une rive à l'autre (Figure V-1-A). En rive gauche, on observe trois talus de terrasses présentant des valeurs de décalages différentes, suggérant que ces talus ont été préservés de l'érosion, alors qu'en rive droite seul le talus, correspondant à l'incision de la terrasse la plus vieille T3 par la terrasse la plus jeune T0, a été préservé.

Ne connaissant pas l'érosion subie par les talus de terrasses avant leurs décalages par la faille, l'approche la plus conservatrice est d'utiliser l'âge des deux surfaces afin d'obtenir une vitesse maximale (terrasse inférieure) et une vitesse minimale (terrasse supérieure).

Mais pour les talus présentant les mêmes valeurs de décalages (~ 11 m), l'utilisation des âges des terrasses supérieures et inférieures conduit à l'estimation de bornes inférieures et supérieures qui sont différentes d'une rive à l'autre, ce qui peut sembler peu cohérent. En rive droite, la vitesse minimale déduite à partir de l'âge de la terrasse supérieure T3 (~ 86 ka) est de l'ordre de 0.1 mm/an, et la vitesse maximale déduite à partir de l'âge de T0 (~ 16 ka) est de 0.7 mm/an. En rive gauche la vitesse minimale déduite de l'âge de T0 est également de 0.7 mm/an et la vitesse minimale déduite de l'âge de T1 (~ 40 ka) est de 0.3 mm/an. Ces résultats suggèrent que la vitesse de la faille semble être mieux contrainte en rive gauche. Dans ce cas de figure, en rive droite, la vitesse de la faille doit être estimée préférentiellement par l'âge de l'abandon de la terrasse inférieure.

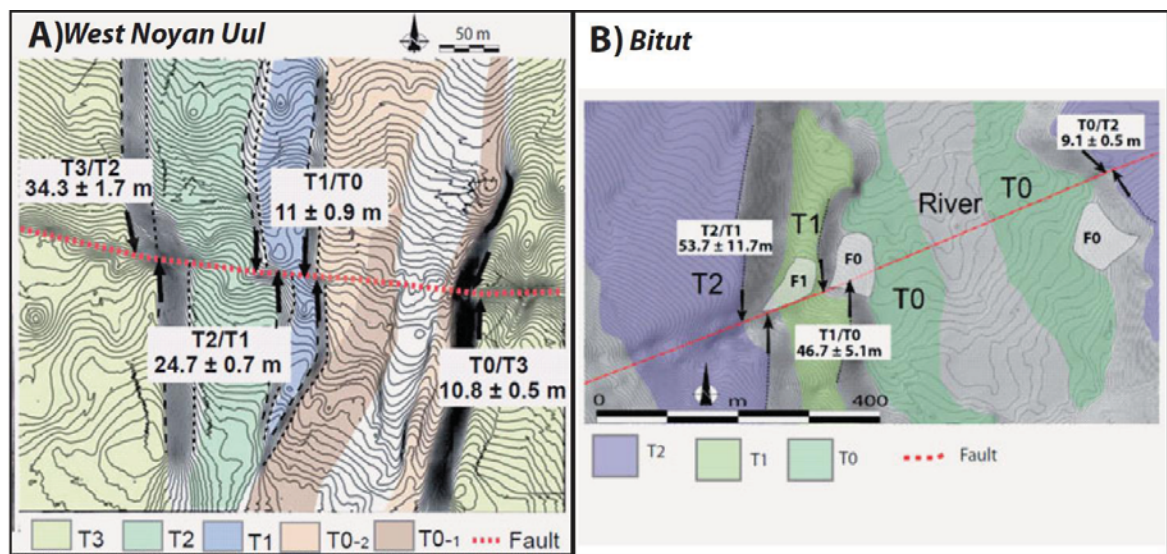


Figure V-1 : Interprétations morphologiques aux sites de West Noyan Uul (A) et Bitut (B) sur la faille de Bogd et mesures des décalages au niveau des talus de terrasses. Figures issues du Chapitre III (papier Bogd).

Dans le cas de Bitut (Figure V-1-B), en utilisant le décalage du talus T1/T0, qui se trouve en rive gauche, la vitesse minimale déduite à partir de l'âge de la terrasse supérieure T1 (~92 ka) est de l'ordre de 0.5 mm/an, et la vitesse maximale déduite à partir de l'âge de T0 (~5 ka) est de 9 mm/an. Lorsqu'on compare les vitesses obtenues grâce au décalage du talus T2/T1, la vitesse de la faille est comprise entre 0.2 et 0.8 mm/an. Dans ce cas de figure, pour le talus T1/T0, l'utilisation de la terrasse inférieure donne une valeur maximale de la vitesse de glissement bien trop élevée, et ce en raison de la préservation du talus de terrasse des phénomènes d'érosion.

L'ensemble de ces résultats montrent qu'une estimation de la vitesse de faille ne peut se faire qu'après une analyse d'images aériennes, couplée à une bonne reconnaissance de terrain, permettant alors de mieux identifier et mieux comprendre les processus d'érosion et de dépôts ayant lieu sur un site donné (Figure V-2). Cette compréhension locale du site permet de reconnaître, de choisir et de valider les âges des surfaces morphologiques pour un calcul de vitesses de failles.

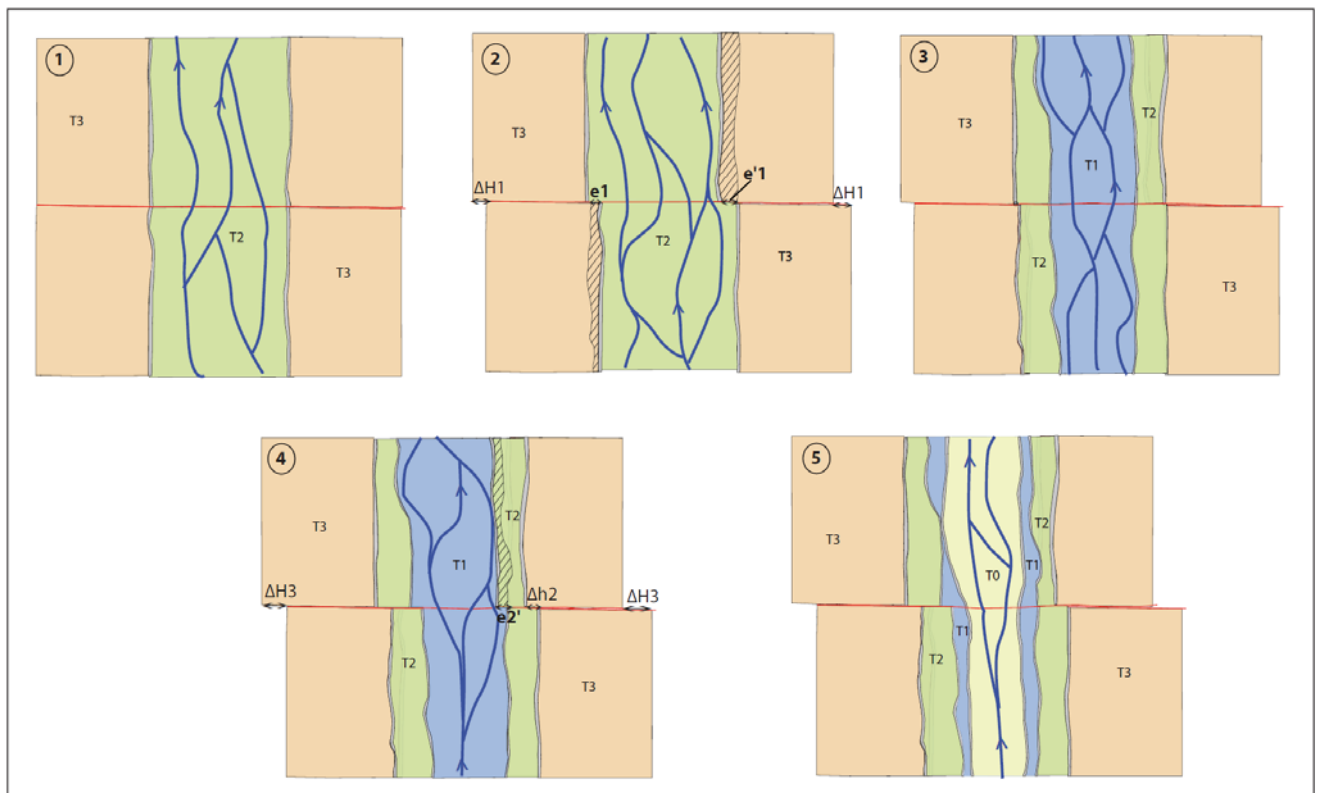


Figure V-2 : Reconstitution théorique de décalage de talus de terrasses dans un cas fictif. Le réseau de drainage coule du bas du bloc vers le haut. 1) Incision de la terrasse T3 par la surface T2. 2) Décalage de ΔH_1 des surfaces par la faille. Erosion d'une valeur e_1 et e'_1 sur les deux talus de terrasses. 3) Incision de la surface T2 par une nouvelle surface T1. 4) Décalage d'une valeur ΔH_2 et érosion en rive droite d'une valeur e'_2 . Au niveau de T3, le décalage enregistré par ΔH_3 est tel que $\Delta H_3 = \Delta H_1 + \Delta H_2$.

En rive gauche, sur le talus T3/T2 le décalage total est tel que $\Delta H_{T3/T2} = (\Delta H_1 - e_1) + \Delta H_2$ alors que sur le talus T2/T1 le décalage est tel que $\Delta H_{T2/T1} = \Delta H_2$.

En rive droite, sur le talus T3/T2 le décalage total est tel que $\Delta H_{T3/T2} = (\Delta H_1 - e'_1) + \Delta H_2$ alors que sur le talus T2/T1 le décalage est tel que $\Delta H_{T2/T1} = \Delta H_2 - e'_2$. Ce modèle montre donc qu'on enregistre sans phénomène d'érosion les décalages lorsque la surface inférieure est abandonnée. 5) Incision de T1 par une nouvelle surface T0. Les décalages en rive gauche et en rive droite ne sont pas les mêmes au niveau des talus de terrasses.

V.1.2 Discussions sur les analyses ^{10}Be

L'utilisation du ^{10}Be *in situ* pour l'estimation d'âges d'abandon de surfaces alluviales est aujourd'hui largement utilisée dans les travaux de morphotectoniques et permet la quantification de processus tectoniques récents (e.g. Brown et al., 1991; Ritz et al., 1995 ; Bierman et al., 1995 ; Van der Woerd et al., 2002 ; Regard et al., 2006 ; Oskin et al., 2008 ; Champagnac et al., 2010). L'analyse des concentrations ^{10}Be au sein de profils a pour avantage d'obtenir une estimation de l'érosion et/ou de l'héritage (e.g. Burbank et Anderson, 2001 ; Siame et al., 2000 ; Braucher et al., 2003).

En Mongolie, les travaux de morphotectoniques menés précédemment sur la faille de Bogd avaient permis des estimations sur les vitesses horizontales et verticales (Ritz et al., 1995 ; Carretier et al., 2002 ; Ritz et al., 2003 ; Vassallo et al., 2005 ; Ritz et al., 2006 ; Vassallo et al., 2007). Au cours de cette thèse une harmonisation des données de ^{10}Be acquises depuis 1995 sur la faille de Bogd a été réalisée et de nouvelles données de concentrations nous ont permis d'estimer des vitesses sur trois segments de la faille de Bogd. Enfin, un ensemble de données ^{10}Be *in situ* sur la partie Est de la faille de Bolnay permet d'estimer sa vitesse de déplacement sur quatre sites répartis sur une section d'environ 80 km.

Les analyses ^{10}Be réalisées sur des blocs, des amalgames de galets de surface, et le long de profils en profondeur au sein de ces mêmes surfaces permettent de discuter des protocoles d'échantillonnages et des résultats obtenus.

Discussion sur l'échantillonnage de surface

Les concentrations de ^{10}Be *in situ* obtenues pour une même surface alluviale dans le massif de Gurvan Bogd, à partir d'échantillons de blocs ou sur des amalgames de galets, présentent généralement des valeurs similaires (e.g. Vassallo, 2006 ; Vassallo et al., 2007).

Sur la faille de Bolnay, aux quatre sites étudiés, notre stratégie de collecte consistait à réaliser des échantillons de surfaces à partir d'un amalgame de 80 morceaux de petits blocs (diamètre < 20 cm). Sur deux sites d'études, nous avons également collecté deux échantillons distincts provenant d'une même surface morphologique mais qui étaient prélevés soit de chaque côté du réseau de drainage (Genepi), soit de chaque côté de la zone de faille (Snow Creek). Les concentrations ^{10}Be des amalgames de surface présentent des concentrations plus hétérogènes avec de fortes dispersions. Sur le site de Genepi, les deux amalgames de surface donnent des concentrations de 1.54 Mat/g et 1.12 Mat/g et sur le site d'Armoise, les deux échantillons présentent des concentrations de 1.11 Mat/g et de 3.70 Mat/g. Ces résultats montrent que, sur les surfaces

échantillonnées de Bolnay, l'histoire anté-dépôt du matériel est complexe, avec des concentrations ^{10}Be héritées qui peuvent être très différentes d'un galet à l'autre pouvant alors fortement conditionner les concentrations moyennes des amalgames de roches de surface. Cette histoire complexe des dépôts est également mise en évidence par l'analyse des concentrations en ^{10}Be des sables de rivières, qui présentent des concentrations élevées et qui sont parfois supérieures aux concentrations des échantillons de surface.

Les bassins versants et les surfaces échantillonnées le long de la faille de Bolnay présentent une morphologie différente des surfaces observées le long de la faille de Bogd (Figure V-3). En effet, le long de la faille de Bolnay, les surfaces alluviales présentent des morphologies planes et on ne retrouve que peu de reliquats d'anciennes surfaces dans le paysage, ce qui pourrait expliquer une remobilisation fréquente des anciennes surfaces alluviales et ainsi conduire à des concentrations en ^{10}Be très différentes d'un échantillon à l'autre sur une même surface de dépôt. De plus, les fortes concentrations en ^{10}Be au niveau des sables de rivières peuvent être dues aux piégeages des sédiments au niveau de lacs ou de dépressions visibles le long de la faille de Bolnay.

L'ensemble de ces analyses montre que l'échantillonnage de surface est souvent insuffisant pour la datation de marqueurs quaternaires et souligne l'intérêt de travailler avec des profils.

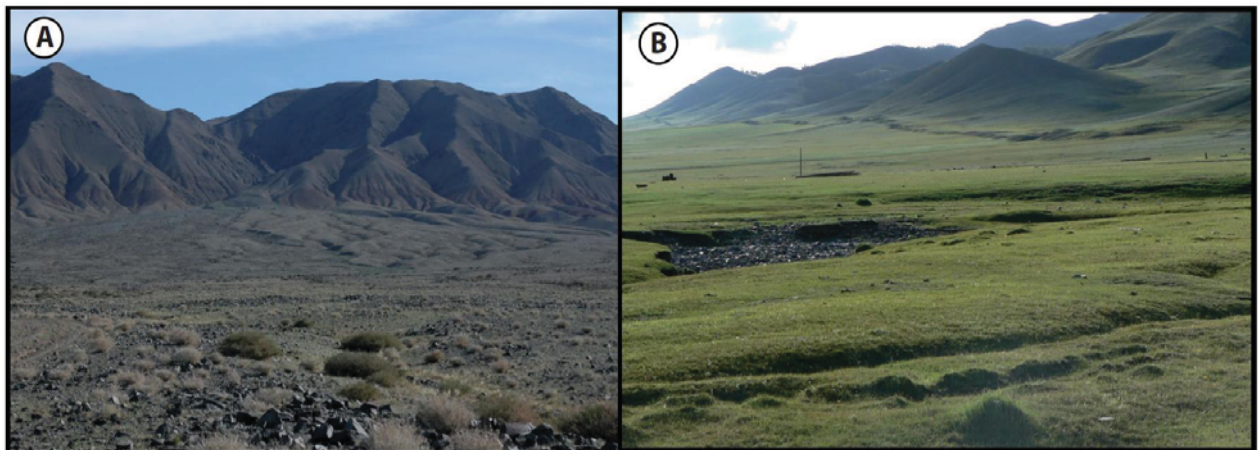


Figure V-3 : Photographies comparatives des reliefs et des surfaces observées dans le paysage au niveau du massif de Bogd (A) où les cônes alluviaux ont des altitudes et des morphologies différentes et sont déposés au pied de forts reliefs, et de Bolnay (B) où il est difficile d'identifier les différentes surfaces alluviales déposées au pied des reliefs peu accentués.

Discussion sur l'échantillonnage le long de profils en profondeur

La distribution des concentrations du ^{10}Be avec la profondeur suit théoriquement une loi de décroissance exponentielle (Brown et al., 1991 ; Lal et al., 1991) à partir de laquelle on peut en déduire non seulement l'âge de la surface déposée, mais également le taux d'érosion moyen et l'héritage moyen lié à l'exposition ante-dépôt (Braucher et al., 2003, Siame et al., 2004, Ritz et al., 2006). Ainsi, au niveau du massif de Gurvan Bogd, l'analyse des distributions des concentrations en ^{10}Be *in situ* avec la profondeur a permis une estimation du taux d'érosion et de l'héritage sur l'ensemble du massif d'Ih Bogd. Le taux d'érosion est estimé entre 6 et 10 m/Ma, en accord avec les estimations précédentes réalisées au niveau de Gurvan Bulag (Vassallo et al., 2005), et l'héritage moyen estimé à partir des profils est compris entre 0.3 Mat/g et 0.5 Mat/g.

Sur la faille de Bolnay, l'interprétation des données ^{10}Be le long des profils est plus délicate. Au niveau des surfaces jeunes (Armoise et Pine Creek) les concentrations sont homogènes sur l'ensemble de la colonne échantillonnée, indiquant que les concentrations en ^{10}Be héritées sont non négligeables avec des valeurs entre 0.8 Mat/g et 1.2 Mat/g. Il est donc difficile d'estimer un âge d'abandon pour ce type de surface. Au niveau des surfaces plus anciennes (Genepi et Snow Creek), les concentrations ^{10}Be ne présentent pas une décroissance continue avec la profondeur, et montre au contraire des sauts de concentrations difficiles à interpréter. Ce même type de résultat est observé dans le massif de Bogd, au sein du profil de la terrasse T2 du site de West Noyan Uul, ou encore au sein des cônes alluviaux échantillonnés sur Gurvan Bulag (Ritz et al., 2003 ; Vassallo et al., 2005).

Parallèlement à l'échantillonnage le long du profil, des logs stratigraphiques détaillés ont été levés afin d'identifier d'éventuelles sous-unités à l'intérieur de la colonne stratigraphique échantillonnée (caractéristiques lithologiques et granulométriques des dépôts). L'analyse conjointe des logs stratigraphiques et des concentrations en ^{10}Be montre une forte corrélation entre la distribution du ^{10}Be en profondeur et les variations stratigraphiques.

Ces résultats indiquent que l'interprétation des concentrations au sein des profils peut être limitée lorsque les dépôts sont peu épais et lorsqu'une surface est constituée par un empilement de plusieurs unités stratigraphiques (Figure V-4). Des résultats similaires ont été observés sur des surfaces alluviales en Iran, le long de la faille d'Anar (Le Dortz et al., 2009). Ces résultats montrent également que l'échantillonnage des profils doit se faire en corrélation avec une bonne analyse de la stratigraphie des dépôts. En cas de dépôts alluviaux multi-couches, il est nécessaire d'effectuer un échantillonnage dense (jusqu'à tous les 10 cm) à l'intérieur des différentes unités.

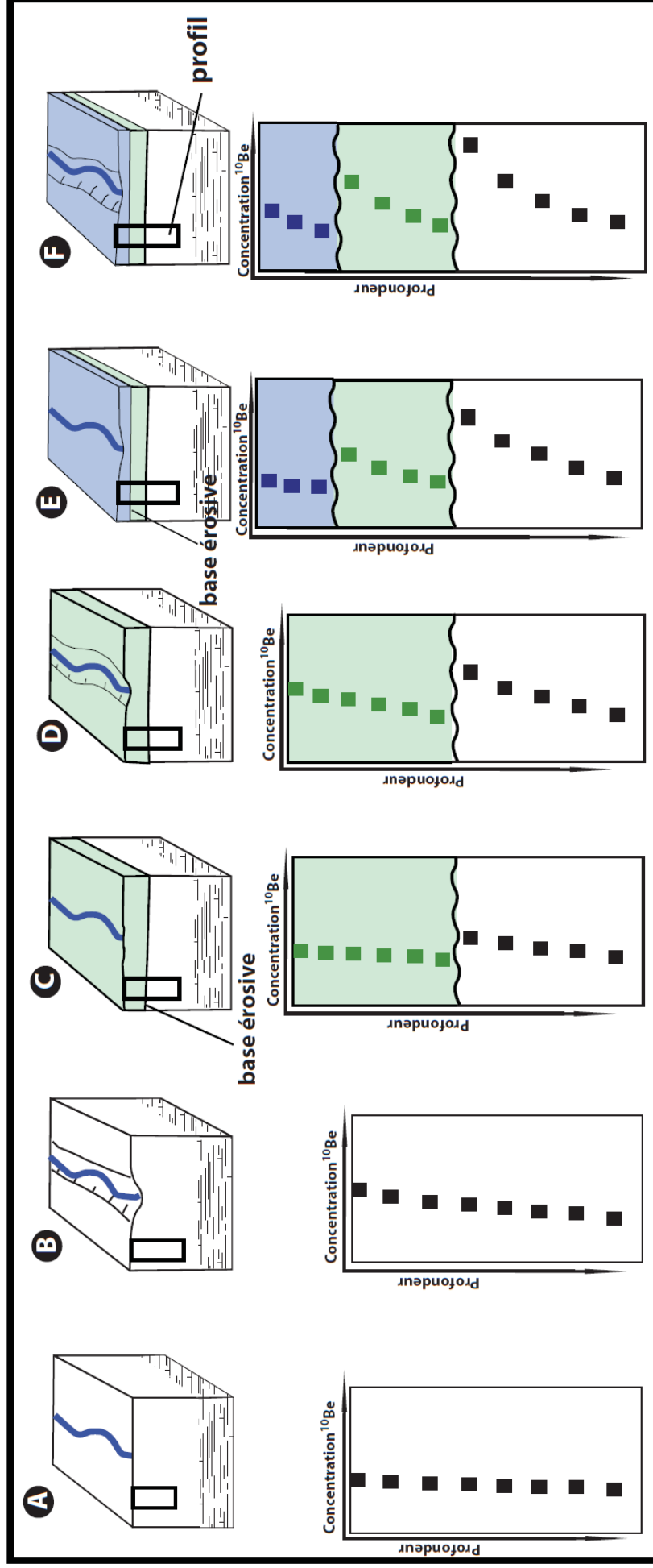


Figure V-4 : Schéma interprétatif reconstituant un scénario permettant l'interprétation des concentrations en ^{10}Be au sein d'un profil, avec l'exemple du site de Genepi (Bolnay). A) Mise en place d'une première unité alluviale, les concentrations en ^{10}Be ne montrent pas une décroissance nette au sein du profil car la surface présente surtout du ^{10}Be hérité. B) Après un temps T_1 , la surface peut être affectée par des phénomènes d'érosion. Au sein du profil, on observe un début de décroissance du ^{10}Be avec la profondeur. C) Mise en place d'une deuxième unité qui érode la surface de la première surface alluviale. On a alors dans le profil une première unité présentant essentiellement du ^{10}Be hérité, puis une deuxième unité présentant une décroissance exponentielle. D) Après un temps T_2 , les concentrations ^{10}Be au sein des deux unités du profil évoluent. E) Mise en place d'une troisième unité avec une base érosive. Dans le profil, on peut à présent observer trois unités différentes. L'unité en tête du profil présente essentiellement de l'héritage, la deuxième unité et la troisième unité vont présenter des décroissances exponentielles. F) Après un temps T_3 , les trois unités constituant le profil vont présenter une décroissance des concentrations en ^{10}Be sous forme d'exponentielle. Si à présent, une faille décale cette surface, il faudra prendre en compte les concentrations du dernier dépôt afin d'estimer un âge et ainsi calculer une vitesse de faille.

V.1.3. Discussions sur les analyses de luminescence

Le développement de la luminescence depuis les années 1980 permet aujourd'hui de dater l'âge d'enfouissement des sédiments au niveau d'une surface alluviale (e.g. Wallinga, 2002 ; Fattahi et al., 2006 ; Sohn et al., 2007 ; Spencer et Robinson, 2008) et trouve ainsi tout un champ d'application avec les travaux de paléosismologie (e.g. Porat et al., 2001 ; Fattahi et Walker, 2007 ; Fattahi et al., 2009 ; Nazari et al., 2009). De plus cette technique permet de dater des dépôts pauvres en quartz, et peut donc se substituer aux datations ^{10}Be dans certains environnements. Il est intéressant de développer les analyses de luminescence sur des matrices sableuses extraites principalement de surfaces alluviales ou de cônes alluviaux, car ce sont les surfaces les plus utilisées lors des travaux de morphotectonique et de paléosismologie.

Dans le cadre de cette étude, les travaux engagés en Mongolie et en Iran ont permis de développer une technique d'échantillonnage dans les sédiments mal consolidés et de valider un protocole de préparation et de mesure pour des sédiments quaternaires grossiers. L'ensemble des résultats obtenus permet de discuter les points suivants :

Le matériel source et les problèmes rencontrés avec des sédiments actuels

La détermination des doses équivalentes et des doses annuelles au sein d'un matériel dépend de l'origine minéralogique des grains et de leurs modes de transports (fluvial ou éolien). Les sables fluviaux présentent généralement de larges dispersions dans les doses équivalentes car lors du transport du sédiment, les grains ne sont pas toujours suffisamment exposés à la lumière du soleil. De nombreuses études montrent que les sédiments fluviaux jeunes sont surtout affectés par ce phénomène (e.g. Olley et al., 1999 ; Wallinga, 2002, Jain et al., 2004 ; Madsen et Murray, 2009).

En paléosismologie, nous travaillons souvent avec des sables alluviaux jeunes voire actuels et une analyse fine des doses équivalentes est donc nécessaire. La construction d'histogramme de la répartition des doses équivalentes permet de visualiser rapidement si des problèmes de bioturbation (blanchiment) affectent le sédiment. Dans ce cas de figure, il peut apparaître dans l'histogramme un nombre non négligeable de doses équivalentes avec des valeurs très faibles. Dans des cas contraires, des doses équivalentes peuvent présenter des valeurs élevées et ceci indique, parfois, que le sédiment n'a pas été correctement blanchi avant le dépôt.

Les tranchées sont généralement ouvertes dans des zones où les apports sédimentaires sont les plus importants possibles, comme par exemple au niveau de réseaux de drainage barrés et/ou décalés le long des failles. Il est alors important de prendre en compte la distance de transport entre la source du matériel et le piégeage/dépôt du sédiment. En effet, une distance trop faible lors du

transport peut conduire à une surestimation des âges des grains, car le sédiment n'a pas été suffisamment exposé à la lumière du soleil. Nous avons rencontré ce problème lors de l'analyse des sédiments de la tranchée de Noyan Uul (Faille de Bogd). En effet, le bassin versant ne permettait qu'une distance de transport des sables sur moins de 200-300 m. Pour des sédiments jeunes (<3000 ans) à actuels (<300 ans), il est préférable d'échantillonner à une grande distance de la source (plusieurs kilomètres). Les travaux menés par Stokes et al. (2001) montrent l'importance de la distance de transport dans l'estimation de l'âge du sédiment.

Il est également intéressant d'analyser la distribution des doses équivalentes, car parfois des sources différentes de matériel peuvent se retrouver au sein d'un même dépôt (fluvial et éolien). Afin de minimiser le problème de matériel mal lessivé par la lumière du soleil avant l'enfouissement, certains auteurs proposent d'estimer la dose équivalente de l'échantillon en utilisant le modèle de l'âge minimum (*Minimum age model*) (Galbraith et al., 1999 ; Bailey et Arnold, 2006). Cette méthode consiste à identifier les doses dans la composante qui fournira un âge minimum, en faisant l'hypothèse que la majorité des grains était bien lessivée au moment du dépôt et que seuls quelques grains présentent un signal lumineux différent.

Au sein des différentes tranchées, des échantillons de ^{14}C ont été collectés en parallèle des échantillons de luminescence afin de disposer de contrôles d'âges indépendants. L'ensemble des résultats obtenus montre qu'il existe une bonne corrélation entre l'estimation d'âges issus d'analyses de luminescence avec des échantillons issus d'analyses ^{14}C (Figure V-5). Cependant, les incertitudes sur les âges OSL et IRSL sont souvent bien supérieures aux incertitudes des âges ^{14}C . Le développement actuel de la méthode va vers une analyse de grains uniques (« monograin ») et non plus « d'aliquotes » (correspondant à un mélange de grains) et devrait permettre non seulement d'avoir accès à un plus grand nombre de doses équivalentes mais aussi de réduire le pourcentage de grains mal blanchis, bien souvent pris en compte dans l'estimation de la dose moyenne (Murray and Wintle, 2000 ; Porat et al., 2009).

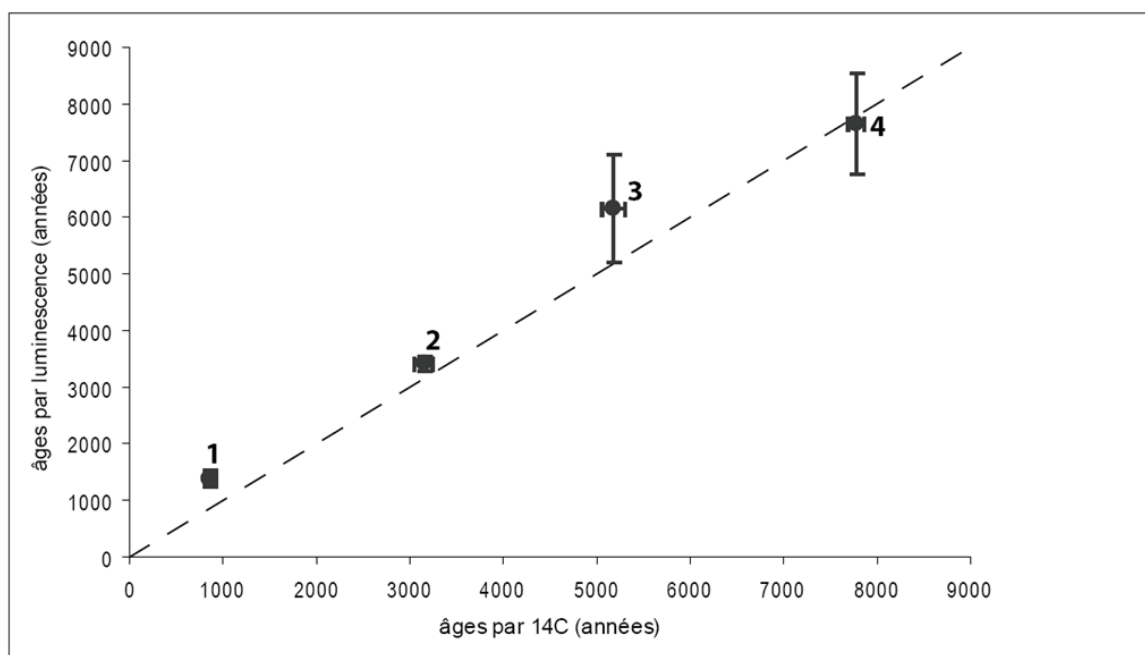


Figure V-5 : Comparaison entre âges obtenus au cours de cette étude par analyse de signaux de luminescence et par analyses ^{14}C , pour des échantillons prélevés dans une même unité dans les tranchées. La ligne noire en pointillés représente un ratio de 1. 1) Tranchée d'Astaneh AS08-16/C13, 2) Tranchée de Pine Creek BOL09-21/PC-T1-6, 3) Tranchée d'Astaneh AS08-7/C18, 4) Tranchée d'Astaneh AS08-5/C5.

L'importance de la granulométrie

Le travail mené au niveau de la faille d'Astaneh sur l'analyse des différentes fractions granulométriques de quartz (250-180 μm /150-90 μm) au sein d'un même échantillon montre qu'il existe des différences dans la distribution des doses équivalentes. La fraction la plus fine (150-90 μm) présente une plus forte dispersion dans les doses équivalentes mesurées, indiquant une plus grande variabilité dans l'histoire d'exposition des grains avant dépôt et enfouissement (Figure V-6). Nos données sont en accord avec d'autres résultats obtenus sur des sédiments alluviaux (e.g. Olley et al., 1998) et suggèrent donc que la fraction de quartz 250-180 μm doit être préférentiellement analysée pour dater des cônes alluviaux.

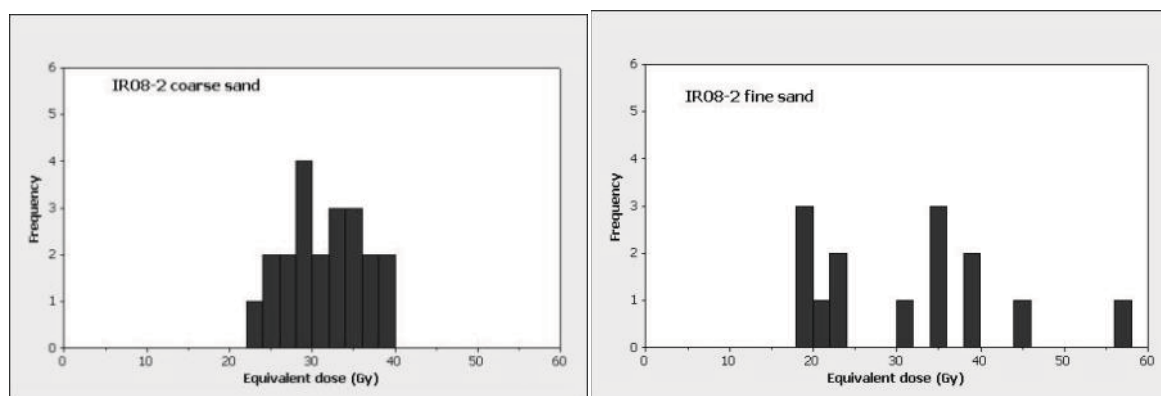


Figure V-6 : Exemple de répartition des doses équivalentes dans deux fractions différentes (250-180 μm et 150-90 μm). La fraction granulométrique la plus grossière (graphique de gauche) présente une répartition homogène des doses équivalentes et centrée autour de 30 Gy. Exemple pris sur les deux fractions de l'échantillon IR08-2 sur la faille d'Astaneh (chapitre IV).

Saturation et instabilité du signal : facteur limitant

Lors des différentes analyses effectuées lors cette thèse, la luminescence des quartz et des feldspaths a montré des effets de saturation du signal. En Mongolie, les quartz présentent des signes de saturation vers 300 Gy, alors que le feldspath présente des signaux saturés pour des doses équivalentes plus élevées. L'une des explications de cette saturation rapide du signal peut être trouvée dans la valeur des doses annuelles. En effet, l'âge du sédiment est issu du simple rapport de la dose équivalente sur la dose annuelle. Plus la dose annuelle est élevée, plus la dose équivalente nécessaire au rapport pour obtenir un âge devra être élevée. Or le quartz arrive rapidement à un niveau de saturation autour de 200-300 Gy, ce qui limite fortement les datations. En Mongolie, la composition chimique des roches conduit à des valeurs de doses annuelles très élevées (entre 5 et 10 Gy/ka), essentiellement dues aux fortes concentrations en thorium, potassium et uranium au sein du matériel, limitant la datation de surfaces autour de 30 000 – 60 000 ans.

A l'inverse, en Iran, le matériel source est plutôt d'origine carbonatée, et nous avons donc obtenu des doses annuelles plus faibles (entre 0.8 et 2 Gy/ka) qui permettent de dater des sédiments plus vieux. Ceci montre que la nature minéralogique des surfaces alluviales peut être un facteur limitant pour la datation des sédiments par luminescence.

Au cours de cette thèse nous avons également rencontré de nombreux problèmes avec le signal lumineux du quartz qui est parfois très instable (décroissance lente, pic lumineux anormaux, pas de signal), ce qui a été le problème majeur pour les échantillons mongols. Ces instabilités dans les signaux lumineux sont encore mal comprises et plusieurs explications sont avancées :

1) Les décroissances anormales du signal lumineux dans les cycles de mesures sont parfois expliquées par le fait que certains grains de quartz ne présentent pas une composante rapide (« fast ») et que la mesure du signal lumineux se fait alors sur les deux autres composantes (Duller, 2003). On observe alors une décroissance de plus de dix secondes pour atteindre un blanchiment complet de l'aliquote après stimulation (Figure V-6).

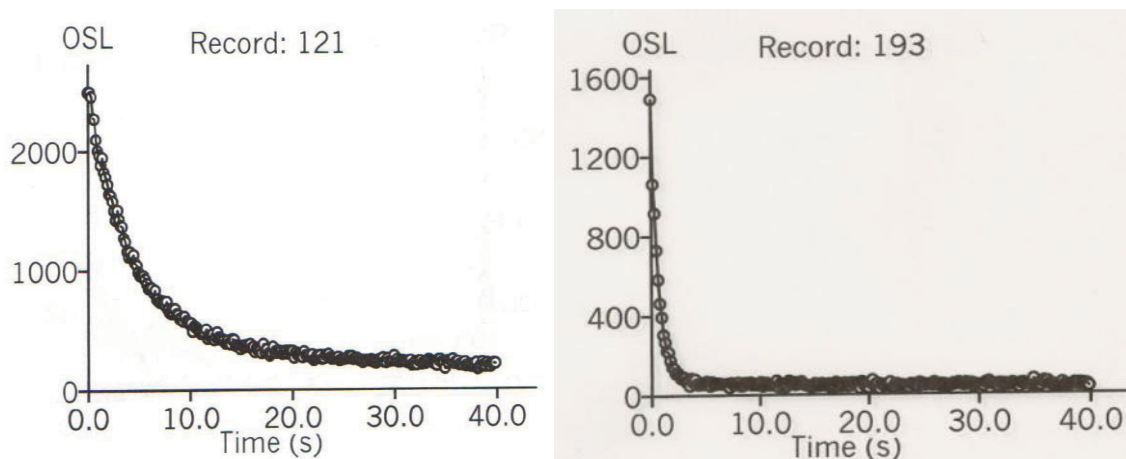


Figure V-6 : Exemple de décroissance du signal lumineux au cours d'une mesure. À gauche, courbe de décroissance anormale. À droite, exemple d'une décroissance « type » du signal lumineux. Exemple pris sur deux aliquotes de l'échantillon AS08-2 dans la tranchée d'Astaneh (Chapitre IV).

2) Les instabilités du signal lumineux du quartz en Mongolie ont été également détectées par Hülle et al. (2009). Ces auteurs proposent que cette instabilité provient de la contamination des aliquotes par de l'albite (densité très proche du quartz), qui est très instable thermiquement, conduisant à des mesures erronées dans les doses équivalentes. Il est également reconnu qu'une trop grande présence de plagioclases dans les aliquotes de grains de quartz est responsable d'instabilité du signal.

3) La sensibilité du quartz semble être activée grâce à des cycles successifs d'exposition/enfouissement/blanchiment. Certains échantillons de quartz peuvent donc être peu sensibles lorsqu'ils ont été peu mobilisés (Moska et Murray, 2006).

4) Enfin, les sédiments provenant de zones où des périodes glaciaires ont été très marquées, ne présentent qu'une faible sensibilité à une stimulation optique, mais les évidences d'un tel phénomène sont encore peu claires (S. Huot, communication personnelle).

Les analyses sur feldspath (IRSL)

Les analyses en lumière infrarouge sur grains de feldspath potassique ont montré de nombreux avantages lors de cette thèse. En effet, la saturation du signal pour les feldspaths a lieu pour des doses équivalentes élevées permettant ainsi de dater des sédiments alluviaux « âgés », c'est-à-dire de plus de 20 000 ans. Un autre avantage du feldspath est la stabilité du signal lors des cycles de mesures.

Les feldspaths présentent une décroissance anormale du signal au cours du temps (*fading*) qu'il est nécessaire de corriger (Huntley et Lamothe, 2001 ; Auclair et al., 2003), et les âges estimés dans cette thèse ont été corrigés des effets du fading. Pour certains échantillons, lorsque nous avons

manqué de temps, les corrections ont été effectuées en utilisant des valeurs de fading calculées sur des échantillons voisins et en supposant que le matériel source était identique.

Comparaison entre analyses sur les grains de quartz et de feldspath

Il est intéressant de dater un sédiment en utilisant les deux types d'analyses car des différences entre ces signaux de luminescence peuvent indiquer des problèmes dans l'estimation des âges, en relation avec un problème d'exposition du sédiment avant dépôt. Les analyses menées sur les surfaces alluviales d'Astaneh, de Tabriz, de Bogd et de Bolnay sur des grains de quartz ou de feldspath potassique donnent des âges d'enfouissement quasi-similaires (Figure V-8), ce qui permet de valider à la fois les résultats obtenus et le fait que nos sédiments ont été suffisamment exposés à la lumière du soleil. Pour les sédiments jeunes (<3000-5000 ans), on note cependant que les feldspaths présentent des âges plus grands que les quartz. Ceci peut être expliqué par le fait que les grains de feldspath ont besoin d'une exposition au soleil plus longue afin d'être totalement blanchis, ce qui conduit donc à une surestimation de l'âge (Godfrey-Smith et al., 1988).

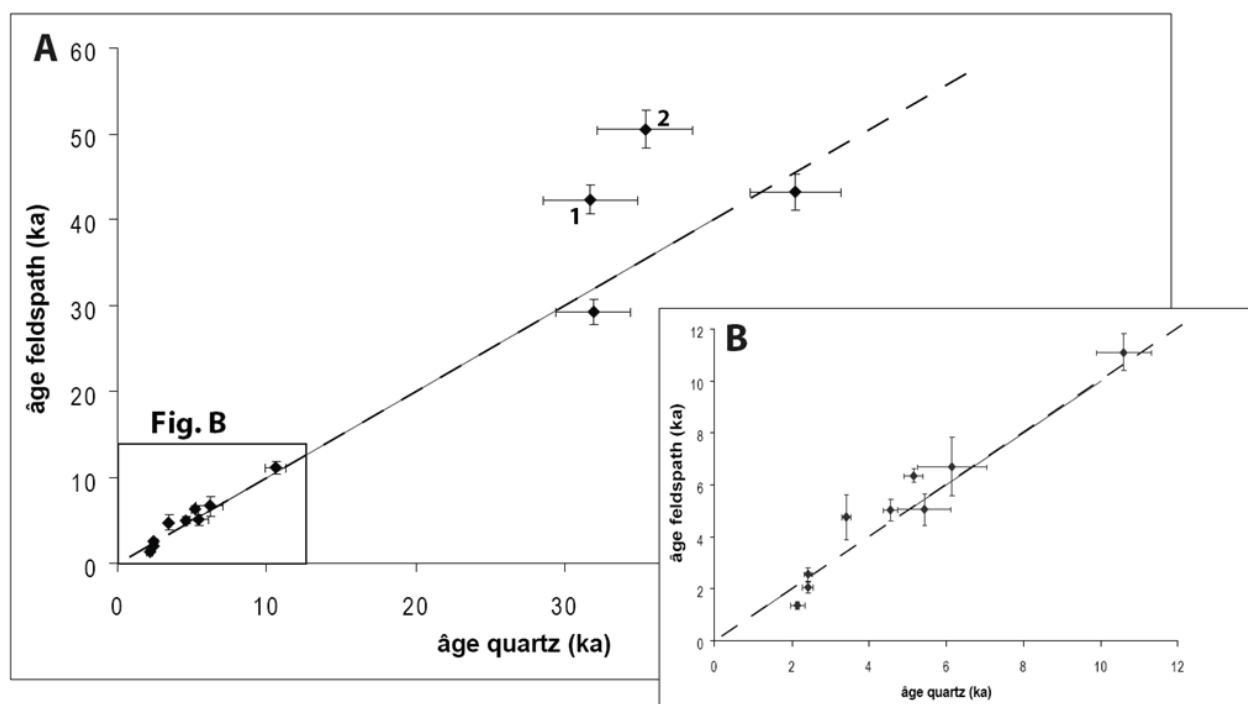


Figure V-8 : A) Graphique de comparaison des âges sur grains de quartz par rapport aux âges sur grains de feldspaths sur les quatre zones échantillonnées au cours de cette thèse. La ligne noire pointillée représente un ratio de 1. On note une bonne corrélation entre les âges. Les feldspaths présentent cependant des âges plus vieux que lors des analyses des quartz. 1) Comparaison pour l'échantillon IR08-4, 2) Comparaison pour l'échantillon IR09-2. Dans ces deux échantillons, il existe une différence notable entre les deux âges. Pour ces deux échantillons, il est discuté en chapitre IV de l'origine de cette différence. Les âges ne proviennent pas de la même fraction granulométrique, et des sources différentes de matériel dans un même dépôt peuvent expliquer une telle différence (Chapitre IV-1). B) Focus sur les sédiments datés à moins de 12 ka. Les résultats montrent une bonne corrélation entre les âges des quartz et les âges des feldspath.

En Figure V-8, deux échantillons montrent une mauvaise corrélation entre les âges estimés par analyse du feldspath et du quartz. Ces données proviennent du Chapitre IV où l'analyse

d'échantillons de luminescence nous ont permis une estimation de la vitesse sur la faille d'Astaneh. L'échantillon 1 (IR08-4) suggère que la fraction fine (4-11 μm sur feldspath) n'a pas été aussi bien lessivée que la fraction plus grossière (250-180 μm sur quartz). Lors de l'analyse de l'échantillon 2 (IR09-2), nous avons montré que les quartz présentaient une saturation dans le signal OSL, ce qui peut expliquer le décalage avec l'âge issu des analyses des grains de feldspath.

V.1.4. Intérêts de coupler des méthodes de datations

Lors de la mission de terrain sur Bolnay, notre stratégie était de collecter en parallèle, au sein des profils, des échantillons de ^{10}Be et de luminescence. Les distributions du ^{10}Be en profondeur étaient difficilement interprétables au premier abord, conduisant parfois à des estimations d'âges qui n'étaient pas en accord avec les observations morphologiques. La prise en compte des logs stratigraphiques a conduit à une réinterprétation des distributions des concentrations de ^{10}Be , permettant ainsi de nouvelles estimations d'âges, en meilleur accord avec les analyses réalisées sur des échantillons de luminescence, qui correspondent à un âge d'enfouissement du sédiment. Les résultats obtenus dans le Chapitre III ont montré qu'il était nécessaire d'analyser en parallèle des échantillons de ^{10}Be et de luminescence, ainsi que de prendre en compte les différents niveaux stratigraphiques présents au sein d'une colonne sédimentaire, comme il l'a été illustré dans des études similaires (e.g. Delong et Arnold, 2004 ; Le Dortz et al., 2009 ; Nissen et al., 2009).

L'un des principaux avantages des analyses de luminescence est que l'on date le début de l'enfouissement du matériel, ce qui signifie que les problèmes d'héritages n'existent pas dans cette méthode, en considérant que notre matériel a été bien exposé à la lumière avant dépôt. Avec le ^{10}Be , de nombreux facteurs (érosion, héritage, histoire avant le dépôt) influencent les concentrations en ^{10}Be du matériel, conduisant parfois à une surestimation de l'âge d'abandon de la surface. Ceci est surtout vrai pour des surfaces jeunes, où les concentrations en ^{10}Be présentent une composante héritée non négligeable.

Les échantillons de luminescence semblent atteindre un niveau de saturation du signal assez rapidement, limitant ainsi la datation de surfaces alluviales anciennes, alors que le ^{10}Be présente des concentrations à l'état d'équilibre pour des surfaces beaucoup plus anciennes, ce qui a été surtout identifié en Mongolie.

Il semble donc judicieux, lorsqu'on combine ces deux méthodes de datations, d'échantillonner les différents profils en fonction des analyses morphologiques à l'échelle du site et

des observations faites dans la colonne sédimentaire, mais également d'utiliser d'autres méthodes de datations, quand cela est réalisable (ex : ^{14}C) (Figure V-9).

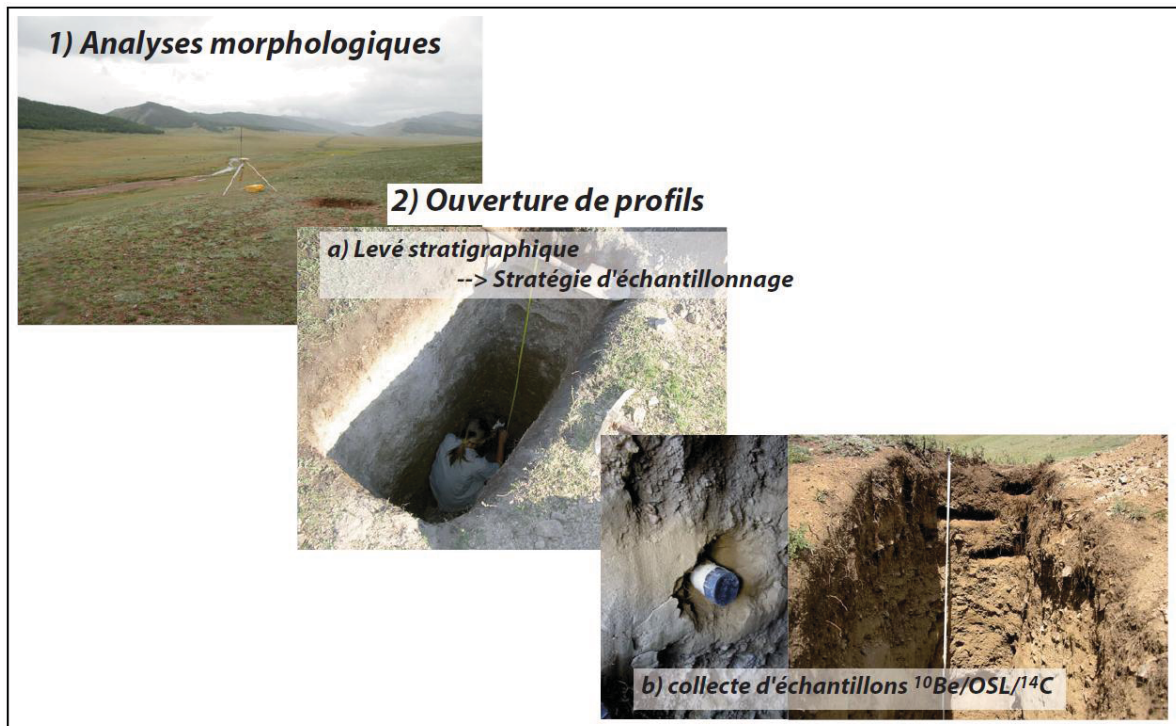


Figure V-9 : Etapes pour les analyses morphotectoniques : les collectes d'échantillons n'auront lieu qu'après une analyse de la morphologie de la zone d'étude et une compréhension des phénomènes d'érosion et de transport ayant lieu sur la zone. Ensuite l'ouverture d'un profil au sein de la surface va permettre une analyse des différentes unités stratigraphiques constituant la surface. La collecte d'échantillons ^{10}Be et de luminescence prendra en compte les observations faites lors des étapes précédentes afin de déterminer la densité d'échantillons collectés dans chaque unité.

V.2. Peut-on identifier des variations de vitesses sur une fenêtre d'observation de plusieurs milliers d'années ?

Les analyses morphotectoniques couplées aux analyses de concentrations en ^{10}Be *in situ* et aux analyses de luminescence ont permis d'estimer des vitesses de glissement sur les failles de Bogd et Bolnay. La synthèse de données de concentrations en ^{10}Be acquises sur les sites de Noyan Uul et de Bitut (e.g. Ritz et al., 2006 ; Vassallo et al., 2007), ainsi que de nouvelles données de ^{10}Be et de luminescence acquises en 2007 et 2009 sur les sites de West Noyan Uul et Baast Uul, permettent une analyse des vitesses le long de la faille de Bogd. La vitesse de déplacement sur le site de Noyan Uul a été ré-estimée entre 0.4 et 1.4 mm/an, ce qui est en accord avec les précédentes estimations faites par Ritz et al. (1995; 2006).

Les analyses morphotectoniques sur la partie orientale de la faille de Bolnay ont permis d'estimer une vitesse géologique de l'ordre de 2.7 ± 0.4 mm/an. Cette vitesse semble être constante le long de la faille, entre 97.18°E et 98.33°E , et également linéaire dans le temps (pas de variations significatives entre 6 et 40 ka). Les vitesses géologiques estimées sur ces deux systèmes de failles sont similaires aux estimations de vitesses issues de données géodésiques (Calais et al., 2003 ; Vergnolle et al., 2003), suggérant que les vitesses sont constantes dans le temps.

En Iran, à partir des analyses d'échantillons de luminescence, nous avons estimé des vitesses géologiques d'environ 2 mm/an et 7 mm/an respectivement sur les failles d'Astaneh et de Tabriz, vitesses qui sont également similaires aux taux de chargements inter-sismiques estimés à partir des données géodésiques (Masson et al., 2006 ; Djamour et al., accepted).

Les résultats obtenus montrent qu'il n'existe pas de variations significatives entre les vitesses issues de la morphotectonique et les vitesses issues des analyses géodésiques sur les systèmes de failles étudiés dans ces deux domaines continentaux. Ce constat est en accord avec la comparaison des vitesses GPS et des vitesses géologiques pour la Méditerranée Orientale et le Moyen Orient (Reilinger et al., 2006) qui suggère un bon accord entre estimations court terme (géodésie) et moyen terme (morphotectonique et généralement paléosismologie).

V.3. Est-il possible de mettre en évidence des variations d'activité des failles étudiées sur la gamme de temps géodésie – paléosismologie ?

V.3.1. Analyses des variabilités des déplacements en surface.

1) *La faille de Bogd*

Sur la faille de Bogd, plus de 90 nouvelles mesures de déplacements en surface le long des trois segments ouest nous a permis d'affiner les mesures des déplacements co-sismiques de 1957 qui avaient été précédemment réalisées par Kurushin et al. (1997). Le rejet co-sismique du séisme de 1957 passe de 5.2 m sur le segment ouest d'Ih Bogd à 2 m sur le segment est de Baga Bogd. Cette décroissance n'est pas linéaire avec des variations latérales dans les rejets horizontaux qui sont fonction de la géométrie des segments. Ainsi les segments ouest de la faille de Bogd d'orientation N095° présentent un déplacement horizontal de 4.6 ± 0.3 m, 4.2 ± 0.9 m et 4.4 ± 0.5 m respectivement aux sites de Noyan Uul, Baast Uul et Zadgay Zayhr. Sur le segment bordant au nord le massif D'Ih Bogd, d'orientation N110°, le glissement horizontal co-sismique a été estimé à 3.2 ± 0.8 m. Sur les segments bordant le massif de Baga Bogd, les glissements correspondant au séisme de 1957 présentent des valeurs inférieures (Kurushin et al., 1997).

Cette analyse de la distribution des déplacements horizontaux du séisme de 1957, montre que la valeur du glissement co-sismique se trouve en corrélation avec la géométrie des segments. Ainsi sur les segments présentant une composante essentiellement décrochante, le glissement horizontal est supérieur au glissement reporté sur un segment présentant une composante verticale. Les estimations réalisées sur les déplacements cumulés montrent que ces valeurs sont des multiples du rejet co-sismique de 1957, avec également des variations latérales en fonction des segments analysés.

2) *La faille de Bolnay*

Nous avons également affiné les mesures du rejet horizontal du séisme de 1905 faites par Baljynnyam et al. (1993) sur la faille de Bolnay, qui présente une orientation générale Est-Ouest et une géométrie moins complexe que la faille de Bogd.

La morphologie de la zone de faille rendant difficile une bonne estimation des déplacements, nous n'avons mesuré que quatre déplacements horizontaux correspondant à 1905. A partir de levés topographiques (GPS cinématique) réalisés sur la partie orientale de la faille, le rejet co-sismique de 1905 a été ré-estimé entre 8.7 ± 0.7 m et 9.2 ± 0.9 m, avec une valeur moyenne de 8.9 ± 0.6 m. Ces estimations sont inférieures aux estimations (~ 11 m) précédemment publiées par Khil'ko et al., (1985), Baljinnnyam et al.(1993) et Schwartz et al.(2009), qui avaient été effectuées au mètre ruban. Les faibles écarts entre les rejets co-sismiques sur la portion de faille analysée montrent que la valeur

du glissement de 1905 est constante sur l'ensemble de ce segment. De plus, la mesure d'un décalage cumulé de 18 ± 0.5 m, à Pine Creek, suggère que cette valeur est un multiple du séisme de 1905.

3) La faille d'Astaneh

Les analyses paléosismologiques menées sur la faille d'Astaneh nous ont permis d'estimer que le glissement co-sismique, pour le séisme historique de 856AD, est de 3.9 ± 0.3 m, valeur légèrement inférieure à une première estimation de 5-8 m (Hollingsworth et al., in press). Des déplacements cumulés horizontaux ont également été mesurés sur cette faille avec des valeurs de 8.7 ± 1.3 m et 11.9 ± 1.0 m à Trench Creek, et de 7.7 ± 1.7 m à Graben. Ces données suggèrent que les déplacements horizontaux ne varient que très peu d'un séisme à l'autre.

Glissements caractéristiques

L'ensemble des résultats acquis sur ces trois failles en domaine continental montrent que les déplacements cumulés, mesurés sur un site donné, sont des multiples du déplacement co-sismique associé au dernier séisme ayant eu lieu à ce même site. La Figure V-10 est une synthèse des données acquises sur deux segments de la faille de Bogd (WIB et NIB), sur le segment Est de la faille de Bolnay et sur la faille d'Astaneh, montrant que les déplacements co-sismiques ne présentent que très peu de variations. Ces résultats suggèrent donc que, sur ces trois failles, un glissement caractéristique a lieu lors des séismes majeurs (Schwartz et Coppersmith, 1984). L'analyse de la distribution des glissements au cours des séismes passés sur les failles de Bogd, Bolnay et Astaneh sont donc de nouveaux exemples qui viennent s'ajouter aux observations de glissements caractéristiques faites sur d'autres failles dans le monde (e.g. Sieh et Grant, 1984 ; Sieh, 1996 ; Rubin et Sieh, 1997 ; Klinger et al., 2003 ; Haibing et al., 2005 ; Etchebes et al., 2010).

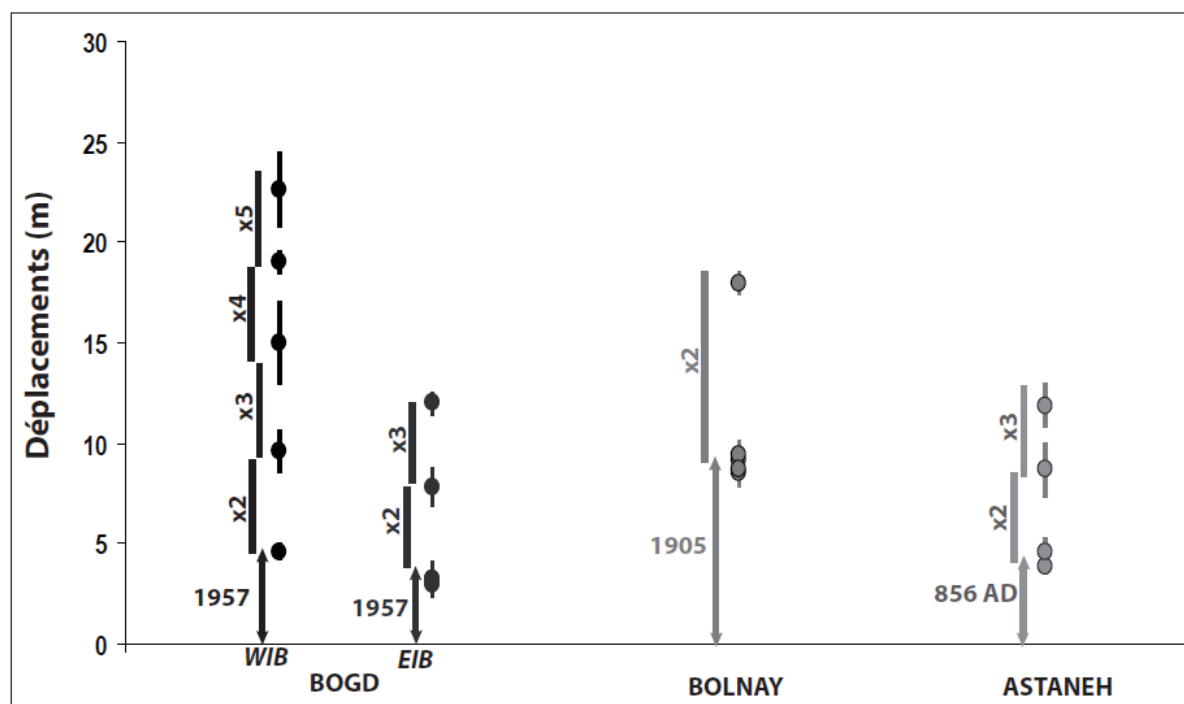


Figure V-10 : Les valeurs des glissements co-sismiques et les valeurs de déplacements cumulés mesurés sur les failles de Bogd, Bolnay et d'Astaneh sont représentées. Pour la faille de Bogd, nous avons représenté les mesures faites sur deux segments présentant des géométries différentes (sites de Noyan Uul et Bitut). Les barres verticales correspondent au report de la valeur du séisme caractéristique pour le segment de faille étudié. L'ensemble des données montre que les déplacements semblent constants d'un séisme à l'autre sur chaque segment de failles étudiés.

V.3.2. Analyses des temps de récurrences

En Mongolie, nous disposons à présent de contraintes d'âges sur trois tranchées : deux tranchées ont été ouvertes sur la faille de Bogd aux sites d'Ulaan Bulag et de Camel Bone, et une tranchée sur la faille de Bolnay au site de Pine Creek. En Iran, nos données proviennent des analyses paléosismologiques acquises dans la tranchée AT5 de la faille d'Astaneh.

1) La faille de Bogd

Au site d'Ulaan Bulag, nous avons identifié quatre ruptures de surface qui ont eu lieu depuis 14 000 ans, en incluant le séisme du Gobi-Altay en Décembre 1957. Le séisme antérieur à celui de 1957 a été encadré entre 3.41 ± 0.34 ka et 5.44 ± 0.68 ka, alors que le troisième séisme a eu lieu entre 8350 ± 200 cal BP et 10.6 ± 0.71 ka. En utilisant l'ensemble de ces données, l'intervalle de récurrence moyen est estimé à 4500 ± 1400 ans.

Au site de Camel Bone, l'identification des surfaces de rupture est plus délicate mais nous interprétons que deux ou trois séismes, en incluant celui de 1957, ont eu lieu dans les derniers 3500 ans. Le deuxième événement visible dans la tranchée a eu lieu dans les derniers 1100 ans, ce qui serait en accord avec les résultats préliminaires qui encadreraient l'âge du dernier événement précédant celui de 1957, entre 794 et 2180 cal BP (Bayasgalan, 1999 ; Schwartz et al., 2007). La localisation

du troisième séisme au sein de la tranchée n'étant pas aisée, et pour être le plus conservateur possible, nous encadrons cet événement entre 1120 ± 60 et 3280 ± 75 cal BP.

Au vu de ces résultats, il est possible qu'un séisme ait eu lieu sur les deux segments ouest de la faille de Bogd il y a environ 3000 ans. De plus, sur la faille de Gurvan Bulag, le dernier séisme ayant eu lieu avant 1957 a été encadré entre 2.6 ka et 4.4 ka (Prentice et al., 2002), ce qui suggère que l'ensemble des segments bordant le massif d'Ih Bogd a rompu lors d'un séisme comparable au séisme du Gobi-Altay en 1957 il y a environ 3000 ans.

2) La faille de Bolnay

Au site de tranchées de Pine Creek, nous avons identifié trois séismes, en incluant celui de 1905, depuis les dépôts du cône alluvial daté à 6.34 ± 0.54 ka par luminescence et à 8660 ± 110 cal BP par un échantillon de charbon. La rupture de surface antérieure à 1905 est encadrée entre 2.43 ± 0.10 ka et 3150 ± 100 cal BP. Le troisième séisme a eu lieu après la mise en place du cône mais avant le début de l'incision de la surface par un chenal daté à 5.32 ± 0.43 ka. A partir de l'ensemble de ces données, nous avons calculé un temps de récurrence moyen de 3000 ± 410 ans.

3) La faille d'Astaneh

Dans la tranchée AT5 ouverte à Trench Creek, nous avons identifié six ruptures au cours des derniers 10 000 ans, suggérant des intervalles de récurrence d'environ 1800 ans. Les nouvelles analyses paléosismologiques qui sont présentées dans cette thèse affinent une étude préliminaire menée dans une tranchée voisine (AT3) par Hollingsworth et al. (in press), où les intervalles de récurrences étaient d'environ 3000 ans. Nos données montrent que le séisme antérieur à celui de Qumis en 856 AD a eu lieu entre 2751 ± 180 et 2940 ± 560 ans, ce qui permet de calculer un intervalle de récurrence de 1900 ± 490 ans. L'analyse de l'ensemble des intervalles de récurrence montre que ces intervalles de récurrence ont peu variés au cours des derniers 10 000 ans et se trouvent dans un intervalle de 1600 – 2100 ans.

V.3.3. Caractéristiques des cycles sismiques des différentes failles étudiées

En prenant en compte l'ensemble des données correspondant aux vitesses, aux déplacements en surface et aux âges des paléoséismes, il est possible à présent de discuter les modèles que représentent les successions de séismes sur ces failles.

En Mongolie, les failles de Bogd et Bolnay ont des vitesses qui semblent constantes et qui sont d'ordres millimétriques. Les déplacements en surface semblent être similaires d'un séisme à l'autre et nous en concluons que les déplacements mesurés représentent des glissements caractéristiques. Les longueurs de rupture pour chaque segment semblent également être conservées au cours du temps, suggérant donc que les magnitudes pourraient être similaires d'un séisme à l'autre. La Figure V-11 est une représentation graphique des vitesses et des déplacements caractéristiques, dans un modèle de cycle sismique de type périodique. Les résultats obtenus sur les segments WIB et EIB de la faille de Bogd et sur le segment étudié de la faille de Bolnay sont comparés (Figure V-11A). D'après ce modèle, les temps de récurrence sont calculés par le simple rapport des déplacements en surface par la vitesse estimée sur la faille.

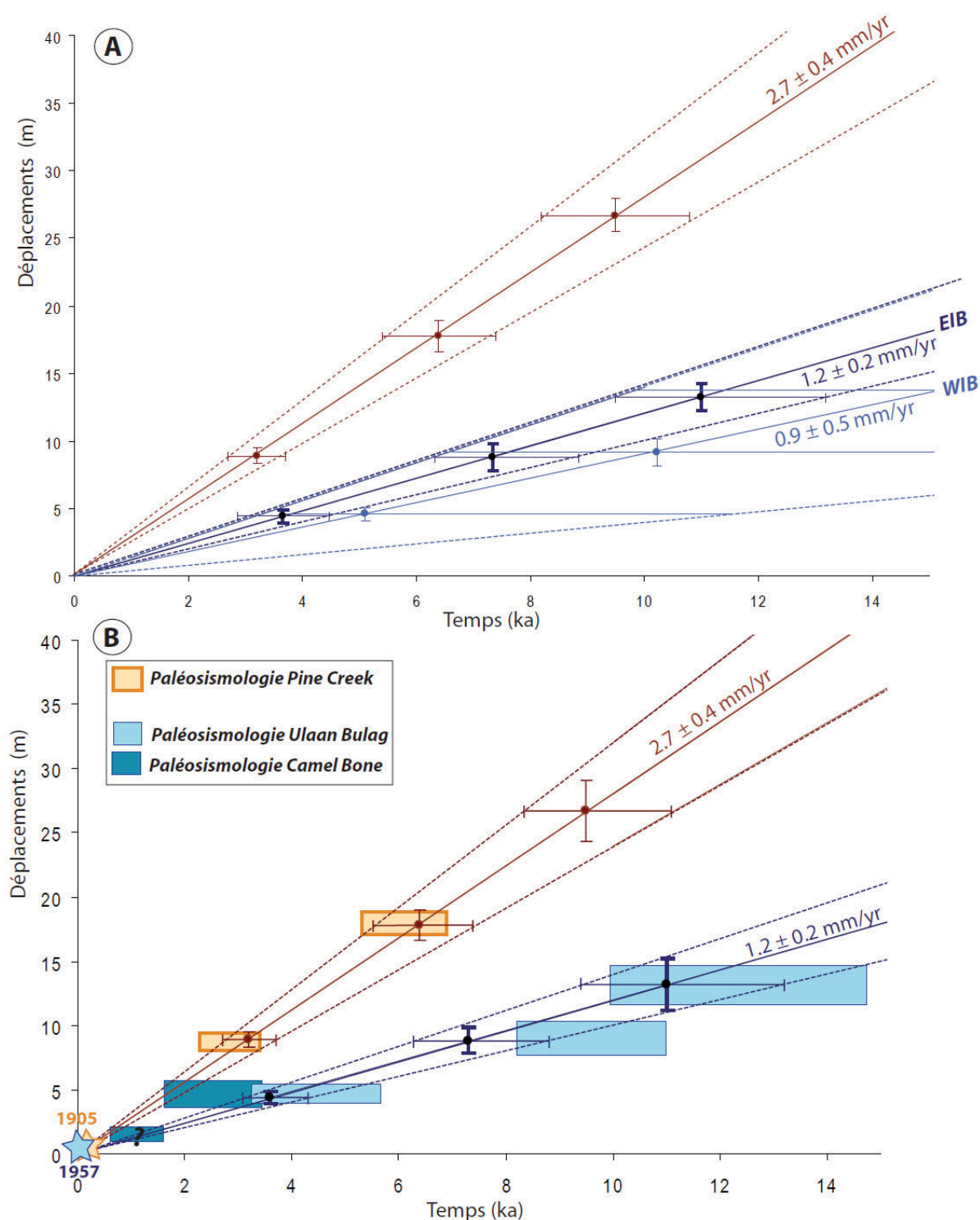


Figure V-11 : A) Représentation graphique des vitesses sur la faille de Bolnay ($2.6 \pm 0.4 \text{ mm/an}$ en rouge) et sur les segments WIB ($0.9 \pm 0.5 \text{ mm/an}$ en bleu clair) et EIB ($1.2 \pm 0.2 \text{ mm/an}$ en bleu foncé) sur la faille de Bogd. Les lignes pointillées représentent les limites supérieures et inférieures des vitesses. Les déplacements mesurés en surface sont projetés et les intervalles de temps où ont pu avoir lieu les séismes (barres d'incertitudes horizontales) sont calculés en utilisant le rapport des déplacements par les vitesses de failles. B) Seules les vitesses sur la faille de Bolnay et sur le segment EIB de Bogd ont été conservées pour une meilleure lecture graphique des résultats. Les intervalles de temps pour les séismes préhistoriques, contraints par la paléosismologie, sont représentés par les rectangles.

- ***La faille de Bolnay***

En combinant à présent les données morphotectoniques et l'âge des paléoséismes sur la faille de Bolnay (Figure V-11B), il semble que les résultats obtenus sont en accord avec un modèle de séisme périodique (Reid, 1910 ; Shimazaki et Nakata, 1980). En effet, les données morphotectoniques et les âges des paléoséismes déduits de la paléosismologie sont cohérents, avec des glissements et des temps de récurrence similaires au cours des trois derniers séismes recensés sur le segment est de Bolnay.

Des données préliminaires à l'ouest du lac Oygon Nuur suggèrent que la faille a rompu en 1905 et que l'intervalle de récurrence est de l'ordre de 3000 ans (Schwartz et al., 2009). La faille de Bolnay a donc pu rompre sur plus de 350 km lors d'un séisme majeur précédant celui de 1905, impliquant alors que la magnitude des séismes peut être similaire d'un séisme à l'autre. L'état actuel des connaissances sur la faille de Bolnay ne permet pas encore de valider ce modèle, car seule la partie orientale de la faille a été étudiée et nous n'avons que peu de mesures permettant de valider un glissement caractéristique. Il est donc nécessaire d'approfondir les connaissances sur les temps de récurrence et sur la distribution du glissement sur les portions de failles se trouvant à l'ouest de la zone étudiée.

- ***La faille de Bogd***

L'analyse des vitesses morphotectoniques et de la distribution des glissements en surface sur la faille de Bogd montre que les deux segments ont des vitesses moyennes horizontales comparables, respectivement de 0.9 ± 0.5 mm/an et 1.2 ± 0.2 mm/an sur WIB et EIB. Mais les barres d'erreurs sur la vitesse du segment WIB induisent de larges incertitudes (> 4000 ans) sur les intervalles de temps correspondant aux séismes majeurs, et il est donc difficile d'interpréter les résultats obtenus sur ce segment. Cependant, en utilisant la vitesse de glissement du segment EIB, déterminée indirectement par corrélation des surfaces alluviales retrouvées à Noyan Uul et sur le site de Baast Uul, les barres d'erreur sont réduites et les résultats semblent mieux contraints dans le temps. Les intervalles de temps calculés à partir de ces données morphotectoniques, suggèrent que les failles de Bolnay et de Bogd ont pu rompre ensemble par le passé, comme au cours du XX^{ème} siècle.

Mais les données paléosismologiques reportées sur ce même graphique (Figure V-11B) montrent que les intervalles de temps pouvant correspondre à des ruptures de surface ne semblent pas s'aligner avec les données morphotectoniques aussi clairement que sur la faille de Bolnay.

- 1) Les contraintes de temps obtenues pour le séisme antérieur à celui de 1957 suggèrent que les deux segments WIB et EIB de Bogd ont rompu avec la faille de Bolnay, il y a environ 3000 ans.

- 2) Les contraintes d'âges pour le troisième évènement sur Bogd montrent un décalage entre la paléosismologie et la morphotectonique.
- 3) Le quatrième séisme identifié dans la tranchée d'Ulaan Bulag est mieux corrélé avec les données issues de la morphotectonique avec cependant une incertitude de plus de 4000 ans sur l'âge de ce séisme.

Le décalage entre les données de paléosismologie et les données déduites des analyses morphotectonique, pose la question des contraintes d'âges dont nous disposons à Ulaan Bulag (Figure V-12).

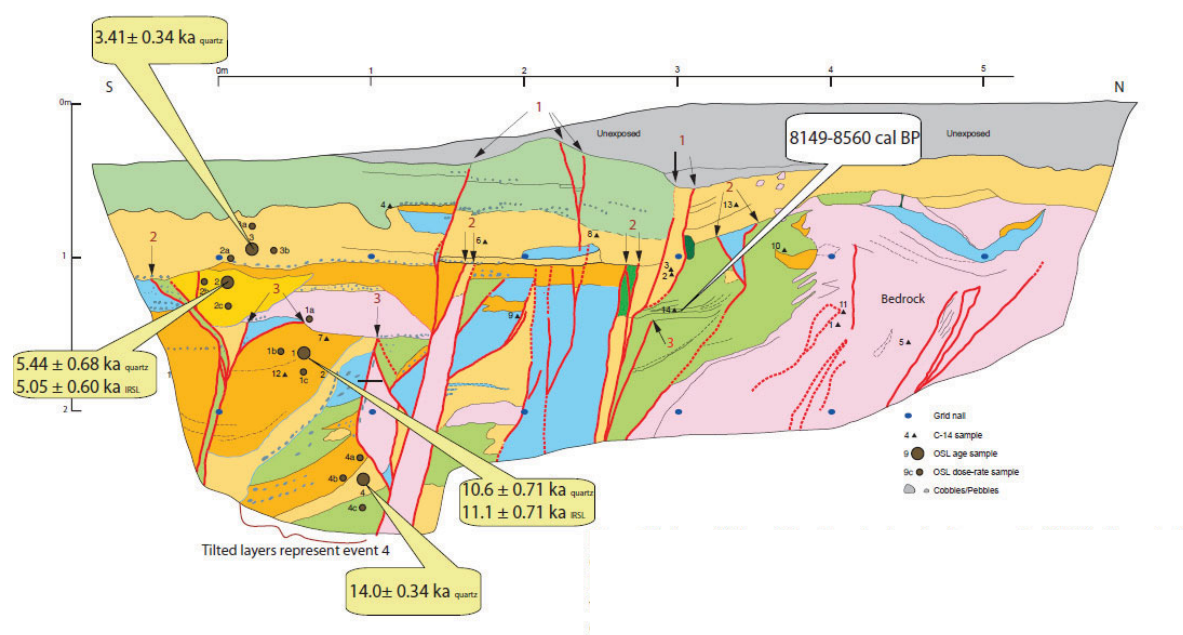


Figure V-12 : Résultats des analyses paléosismologiques de la tranchée d'Ulaan Bulag sur la faille de Bogd.

À Ulaan Bulag, les contraintes de temps dont nous disposons pour l'estimation de l'âge du troisième séisme sont un âge ^{14}C de 8150 - 8560 cal BP qui postdate cet évènement, et un âge de luminescence de 10.6 ± 0.71 ka qui pré-date ce séisme. Il est cependant possible que cet âge ^{14}C soit surestimé en supposant que cet échantillon contienne du ^{14}C hérité. Dans ce cas, la contrainte d'âge dont nous disposons a induit un biais dans l'âge du séisme 3, ce qui expliquerait que l'intervalle de temps n'est pas corrélé avec les données de morphotectonique. Si on suppose que cet échantillon ^{14}C contient de l'héritage, alors les évènements 2, 3 et 4 visibles en tranchées peuvent correspondre aux évènements 2, 3 et 4 identifiés en morphotectonique.

Afin de mieux contraindre l'âge de ce paléoséisme, il serait nécessaire d'analyser l'échantillon de charbon n°10 qui se trouve dans la même unité, mais également l'échantillon de ^{14}C n°7 se trouvant dans l'unité où l'échantillon de luminescence a été collecté. Il est également possible

que dans la tranchée d'Ulaan Bulag, l'ensemble des ruptures de surface n'aient pas été conservées dans les unités stratigraphiques. En effet, les unités présentent généralement des bases érosives, ce qui implique que des phénomènes d'érosion ont pu effacer des unités horizons et donc que lors du relevé paléosismologique des évènements soient « perdus ».

Enfin, au site de Camel Bone–Zadgay Zayhr, nous disposons d'observations suggérant qu'un séisme récent a pu avoir lieu entre le séisme de 1957 et un second séisme majeur (~3000 ans). Les contraintes d'âges dont nous disposons aujourd'hui place cet évènement dans les derniers 1100 ans, ce qui confirmerait donc les interprétations faites par Bayasgalan (1999) et Schwartz et al. (2007) qui placent un évènement récent dans leurs tranchées. Mais ces évidences paléosismologiques ne sont pas claires au sein de notre tranchée et pourraient également correspondre à un jeu de la faille en 1957.

De plus, en morphotectonique, ce site est le meilleur exemple pour illustrer le glissement caractéristique sur la faille de Bogd car nous avons clairement identifié les déplacements correspondant à trois séismes. La question qui se pose est alors : quel déplacement en surface est associé à ce séisme récent ? En effet, un déplacement significatif lors de ce séisme devrait perturber la distribution des glissements caractéristiques, et nous devrions avoir enregistré un décalage cumulé qui ne serait pas en corrélation avec un multiple de 1957. Or, nous n'avons jamais détecté un tel décalage dans la morphologie, ce qui implique que cet évènement n'a pas été enregistré ou que le déplacement co-sismique est inférieur aux barres d'erreurs. Des travaux menés sur la faille de San Andreas au niveau de la plaine de Carrizo montrent que l'analyse des décalages des incisions suggère que les phases d'incisions sont moins fréquentes que les séismes, impliquant alors que les décalages mesurés à partir de talwegs correspondent à l'accumulation de plusieurs séismes (Ludwig et al., 2010 ; Scharer, 2010 ; Zielke et al., 2010). Il se pourrait donc que certains évènements ne soient pas enregistrés sur la faille de Bogd par un manque de phases climatiques permettant des incisions dans la morphologie.

D'un autre côté, en supposant que seul le segment EIB d'une longueur de 23 km a rompu lors de ce séisme, la magnitude du glissement serait de moins de 50 cm (Wells et Coppersmith, 1996), et cette valeur serait donc incluse dans les barres d'erreur des mesures des décalages. Il serait donc nécessaire d'ouvrir une tranchée sur un autre site localisé sur le segment EIB, afin de confirmer si nous retrouvons en paléosismologie cet évènement.

Des failles intracontinentales caractérisées par des séismes périodiques.

À partir des données présentées dans cette étude, un modèle de cycle périodique avec des glissements caractéristiques peut être proposé sur les failles de Bogd, Bolnay et d'Astaneh (Chapitre IV). Les séismes périodiques, ou parfois nommés caractéristiques, présentent des intervalles de récurrences (IR) et des déplacements co-sismiques (D) similaires d'un séisme à l'autre, avec un taux de chargement constant au cours du temps (Figure V-13). Ces trois failles sont donc des exemples de séismes périodiques qui illustrent les modèles théoriques de Shimazaki et Nakata (1980) et de Schwartz et Coppersmith (1984).

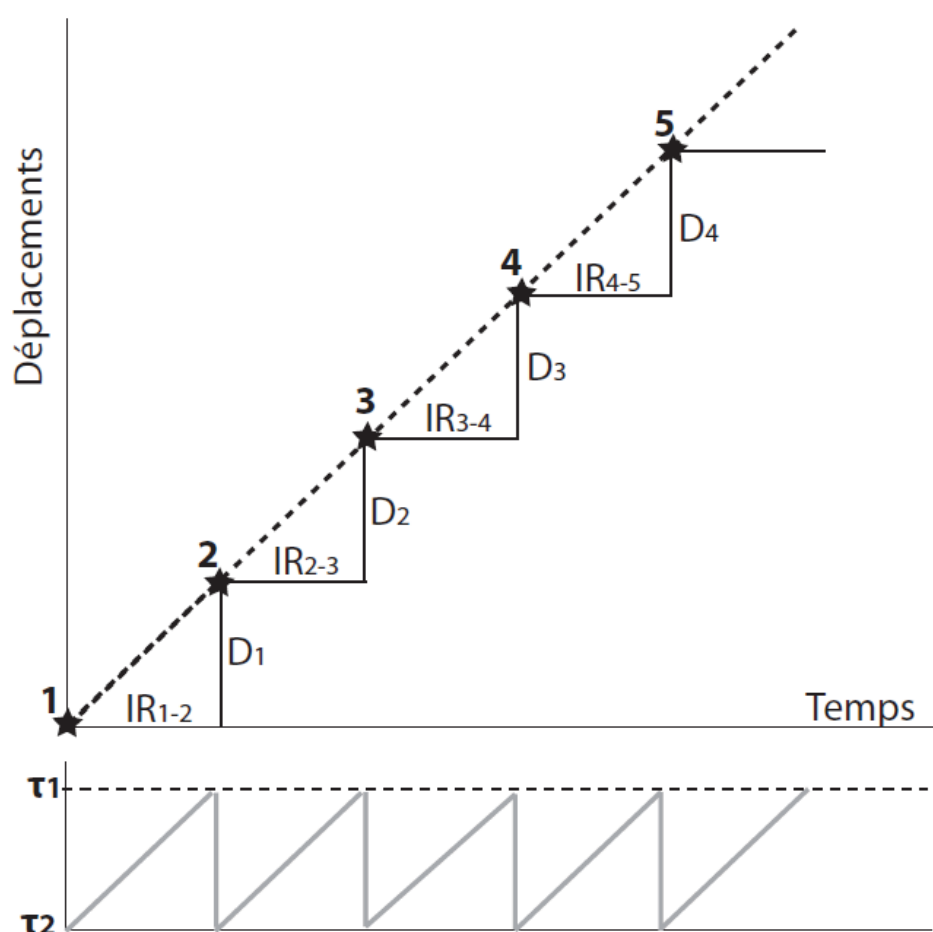


Figure V-13 : Modèle du séisme caractéristique qui semble correspondre au cycle sismique identifié sur les failles mongoles et iraniennes. Le taux de chargement est constant dans le temps et les intervalles de récurrence et les déplacements sont similaires. On a alors $IR_{1-2} \sim IR_{2-3} \sim IR_{3-4} \sim IR_{4-5}$ et $D_1 \sim D_2 \sim D_3 \sim D_4$.

Des variations d'activités ont été enregistrées dans les zones inter-plaques comme le long de la faille de San Andreas (Weldon et al., 2004, Kirby et al., 2006) ou le long de la faille de la Mer Morte (Meghraoui et al., 2003, Marco and Agnon, 2005). Les résultats de tranchées le long de la faille de San Andreas de Weldon et al. (2004), associés aux études probabilistes et statistiques de Scharer et al. (2007 ; 2010) suggèrent finalement un fonctionnement quasi périodique de la faille,

avec peut être des glissements co-sismiques plus importants à certaines périodes impliquant une vitesse moyenne plus rapide. Un autre exemple de cycle sismique régulier peut être illustré par l'étude paléosismologique menée par Meghraoui et al. (2003) sur le segment de Missyaf sur la faille du Levant. Leurs résultats suggèrent un déplacement caractéristique et un fonctionnement quasi périodique de la faille, à partir de l'observation d'une succession de trois séismes entre 115AD et 1170 AD et une période de quiescence de plus de 830 ans depuis le dernier séisme.

Afin de mieux analyser les possibles variations d'activités sur les failles présentées dans cette étude, les résultats sont regroupés au sein de la Figure V-14. Les déplacements et les datations sont issus des analyses paléosismologiques et morphotectoniques, et les estimations géodésiques sont issues de travaux publiés. L'ensemble des données est reporté dans un diagramme présentant les déplacements en fonction du temps.

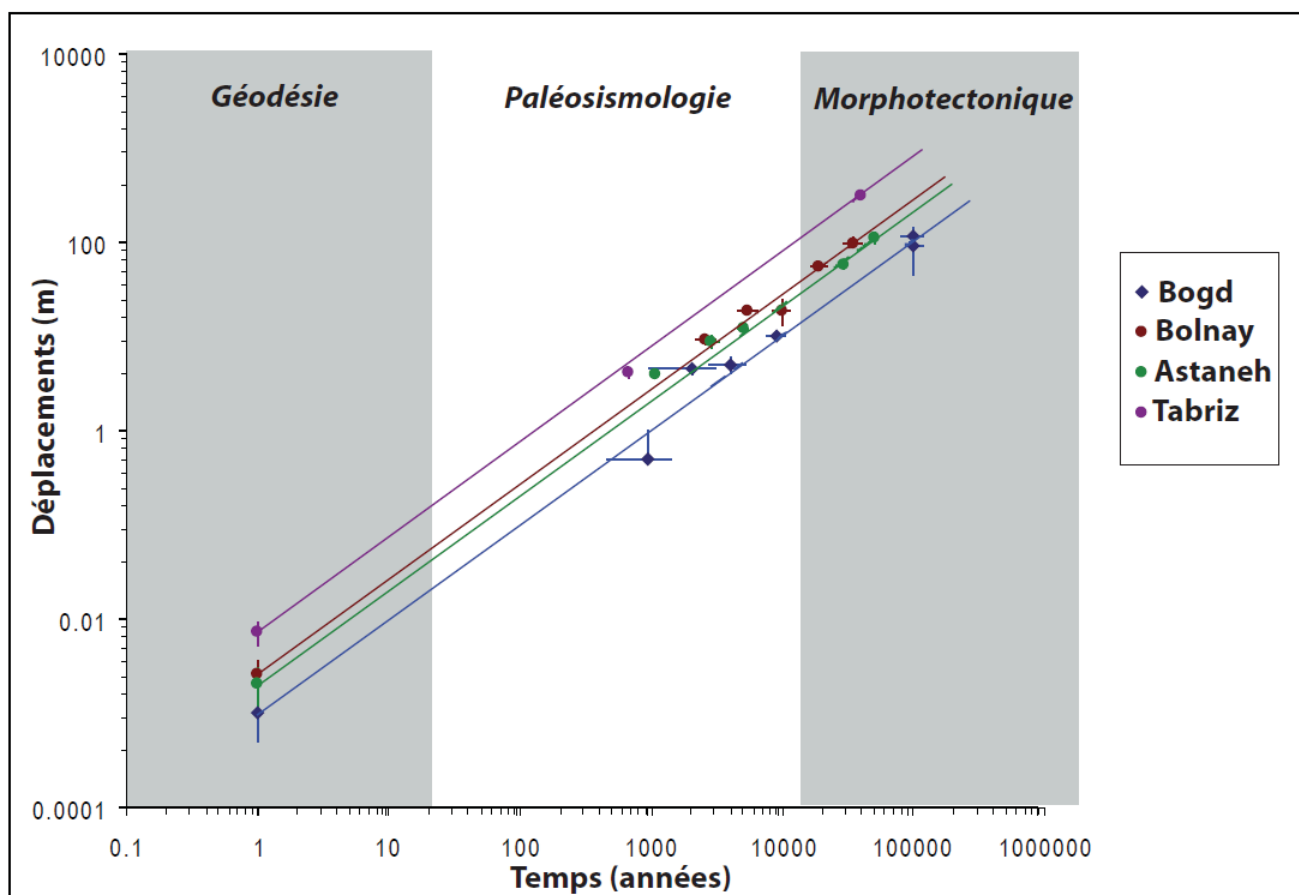


Figure VI-1 : Synthèse des données obtenues en Mongolie et en Iran grâce aux analyses GPS (Calais et al., 2003 ; Masson et al., 2006, Djamour et al., accepted), aux analyses morphotectoniques et paléosismologiques. Les droites représentent les régressions linéaires effectuées au sein des nuages de points pour chaque faille. Bogd : $y = 0.001x$, $R^2 \sim 0.98$; Bolnay : $y = 0.0025x$, $R^2 \sim 0.98$; Astaneh : $y = 0.002x$, $R^2 \sim 0.99$; Tabriz : $y = 0.0072x$, $R^2 \sim 1$. Il faut noter que la donnée paléosismologique pour la faille de Tabriz correspond au recoupement entre le déplacement mesuré en 2008 sur le terrain (4 ± 0.5 m) et l'intervalle de récurrence déduit de la sismicité historique (Berberian et Yeats, 1999). Nos données suggèrent qu'il n'existe que de très faibles variations dans la vitesse de ces failles, sur différentes fenêtres d'observations.

Pour chaque faille, un coefficient de régression ainsi qu'un coefficient directeur ont été déterminés, permettant d'avoir accès à la vitesse des failles moyennées sur une échelle de plusieurs milliers d'années. Les coefficients qui ont été calculés pour les pentes sont très proches des vitesses géologiques obtenues dans cette étude. La valeur des coefficients de corrélation linéaire (entre 0.98 et 1) indique un très bon accord entre les données et suggère donc qu'aucune variation de glissement ne peut être mise en évidence sur ces quatre failles.

Les exemples de failles en domaine continental, où les temps de récurrence et les glissements co-sismiques sont bien documentés, sont peu nombreux. Un exemple de cycle périodique peut être trouvé sur la faille de Kunlun, au Tibet, où les glissements co-sismiques semblent être caractéristiques avec une valeur d'environ 3-5 m (Haibing et al., 2005 ; Lin et al., 2006), avec des temps de récurrence compris entre 300 et 400 ans (Van der Woerd et al., 2002 ; Lin and Guo, 2008).

V. 4. Peut-on détecter des essaims sismiques (cluster) en domaine continental ? - Exemple de la Mongolie

Au XX^{ème} siècle, le long des failles de Tsetserleg, Bolnay, Fuyun et Bogd des séismes de magnitudes $M_w \geq 8$ ont été enregistrés. De plus, en 1958, un séisme interprété comme une réplique du séisme du Gobi-Altay a eu lieu sur la faille Bayan Tsagaan, avec une magnitude estimée à 6,9 (Khil'ko et al., 1985). En 1967, un séisme de magnitude 7,1 a eu lieu sur la faille de Mogod, structure d'une centaine de kilomètres orientée Nord-Sud à l'est du massif de Hangay. Enfin, en 1974, un séisme de magnitude 6,6 a eu lieu sur la faille de Tahiin Sahr, au sud de l'Altay. Cette sismicité exceptionnelle, ayant eu lieu entre 1905 et 1967, a alors été interprétée comme un essaim sismique. Des travaux de modélisation numérique impliquant des transferts de contraintes entre ces grands décrochements ont montré que les relaxations de contraintes post-sismiques peuvent avancer dans le temps la nucléation de séismes, impliquant alors un couplage mécanique entre ces grandes failles (Chery et al., 2001 ; Pollitz et al., 2003 ; Vergnolle, 2003 ; Chery et al., 2006).

Au cours de cette étude, les analyses de paléosismologie suggèrent que des essaims sismiques comparables à celui enregistré au cours du XX^{ème} siècle ont pu avoir eu lieu dans le passé, le cluster le plus récent impliquant les failles de Bolnay et Bogd ayant eu lieu entre 3100 et 3250 ans (Figure V-14).

Nos données montrent qu'il y a environ 3000 ans, la faille de Bolnay a donné lieu à un séisme majeur. Il semble que les segments WIB, NIB et EIB de la faille de Bogd, ainsi que la faille inverse

de Gurvan Bulag, ont pu également donner lieu à un séisme majeur il y a 3100-3300 ans. Cependant, par manque de données, nous ne savons pas si les segments de Tsetserleg, Teregtiyn et Dünden associés à la faille de Bolnay et, si les segments bordant le massif de Baga Bogd dans le Gobi-Altay, ont également rompu lors de cette crise sismique.

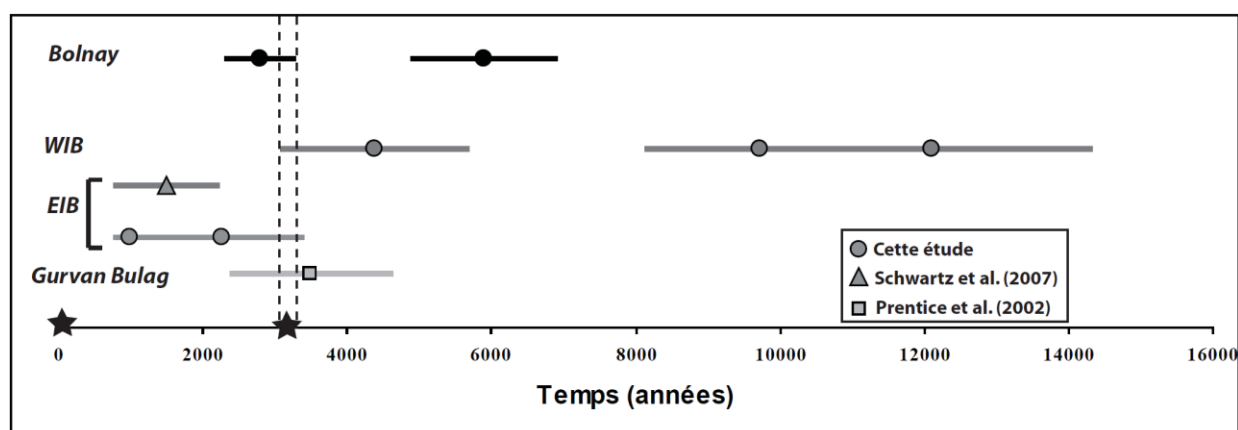


Figure V-14 : Synthèse des données paléosismologiques sur les failles de Bolnay et Bogd. Les barres horizontales représentent les intervalles de temps où ont pu se produire les séismes. Un intervalle de temps, où tous ces segments ont pu casser ensemble, se trouve entre 3100 et 3250 ans. Dans cet intervalle de temps, un cluster (étoile) comparable à celui observé au XX^{ème} siècle a pu avoir lieu.

Les données sur la faille de Bolnay, qui sont encore préliminaires, indiquent qu'un séisme majeur a également eu lieu il y a environ 6000 ans. Mais les données sur la faille de Bogd ne nous permettent pas de montrer si les segments de cette faille ont rompu simultanément avec la faille de Bolnay. Si nous supposons que les transferts de contraintes ont perturbé le champ de déformation dans la région du Gobi-Altay, alors il serait possible que la rupture de surface associée à une perturbation du champ de contrainte se soit produite sur les failles actives situées plus à l'ouest, entre le massif d'Ih Bogd et les chaînons de l'Altay. Les candidates éventuelles sont les failles de Chandmani ou de Myangain, qui présentent des évidences claires d'une rupture Holocène (Schlupp, 1996). Ceci permettrait également d'expliquer le fait que Bogd ne rompt pas toujours avec la faille de Bolnay.

Enfin, sur la faille de Bogd, les données paléosismologiques suggèrent qu'un séisme a eu lieu sur le segment EIB, au site de Camel Bone–Zadgay Zayhr, il y a environ 1000-1500 ans. On peut alors se poser la question de savoir si ce séisme mineur est dû à une perturbation du champ de contrainte sur ce segment de faille.

Conclusions et perspectives

Cette étude apporte de nouvelles données morphotectoniques et paléosismologiques sur deux régions intracontinentales sismiquement actives : la Mongolie et l'Iran. Les analyses morphotectoniques couplées aux datations ^{10}Be *in situ* et de luminescence ont permis de quantifier les vitesses sur les failles de Bogd, Bolnay, Astaneh et de Tabriz. L'ensemble des résultats acquis en morphotectonique sur ces quatre failles montre qu'il est important de mener une bonne analyse morphologique à l'échelle d'un site, et de coupler des méthodes de datations pour l'estimation des âges des surfaces.

En Mongolie, les vitesses de glissement sur la faille de Bogd sont comprises entre 0.4 et 1.4 mm/an, avec des variations latérales de la composante horizontale, qui sont dues à la géométrie des segments ; la vitesse horizontale sur la faille de Bolnay est estimée à 2.7 ± 0.4 mm/an. Ces deux failles accommodent donc entre 50% et 95% des 3 à 6 mm/an de cisaillement senestre mesuré en Mongolie Centrale (Calais et al., 2003).

En Iran, nous avons appliqué la méthode de datation par luminescence sur des sédiments grossiers (matrice sableuse) de cônes alluviaux et nous avons pu ainsi estimer des vitesses géologiques de 1.9 ± 0.6 mm/an et de 7.4 ± 0.6 mm/an, respectivement sur les failles d'Astaneh et de Tabriz.

Ces vitesses géologiques sont en accord avec les estimations de glissement réalisées, en période intersismique, par des études GPS sur ces deux régions (Calais et al., 2003 ; Masson et al., 2006 ; Djamour et al., accepted). Ces résultats suggèrent donc que les vitesses sur les failles mongoles et iraniennes n'ont que peu variées au cours des dernières dizaines de milliers d'années.

L'analyse de la distribution des déplacements le long de ces segments suggère également que ces failles présentent des glissements caractéristiques. De plus, grâce aux études paléosismologiques, l'observation du comportement des failles de Bogd, Bolnay et d'Astaneh sur une échelle de temps allant de 1 000 à 10 000 ans, a permis de déterminer des intervalles de récurrences sur chacune de ces failles. Ces intervalles de récurrence sont longs (entre 1000 et 5000 ans), en accord avec les observations morphotectoniques, et semblent être similaires d'un séisme à l'autre.

L'ensemble de ce travail de thèse montre que l'analyse des variations de vitesses, sur le court et le long terme, suggère que les cycles sismiques sur ces failles peuvent illustrer le

modèle théorique du « séisme périodique » (e.g. Shimazaki et Nakata, 1980 ; Schwartz et Coppersmith, 1984).

Enfin, en Mongolie, les analyses paléosismologiques montrent que les failles de Bolnay et de Bogd ont pu rompre ensemble dans le passé, lors d'un essaim sismique comparable à celui du XX^{ème} siècle, il y a environ 3100-3250 ans. Nos données morphotectoniques et paléosismologiques sont en accord avec les travaux préliminaires qui proposent que ces failles puissent être couplées mécaniquement par le biais de transferts de contraintes viscoélastiques post-sismiques (Chéry et al., 2001 ; Pollitz et al., 2003).

Il reste encore de nombreuses données à acquérir sur l'ensemble de ces failles, afin de mieux contraindre le cycle sismique à l'échelle du Pléistocène supérieur-Holocène. Les données obtenues en paléosismologie sont encore préliminaires et, afin de mieux contraindre les caractéristiques des cycles sismiques, il serait idéal de densifier les observations en ouvrant une série de tranchées, espacées de quelques dizaines à centaines de mètres les unes des autres. En effet, une telle stratégie permettrait d'avoir accès à une statistique des paléoruptures, intégrée sur plusieurs tranchées (e.g. Nelson et al., 2000 ; Weldon et al., 2004).

Afin de mieux contraindre dans le temps l'âge des séismes il serait également nécessaire de densifier la collecte d'échantillons, ce qui permettrait de dater au plus près chaque événement identifié dans les tranchées. Une telle densité de mesures, comme celles réalisées sur la faille de San Andreas, fait cependant exception dans les études paléosismologiques car l'accès aux zones d'études est souvent difficile et le coût des datations reste un facteur limitant.

Perspectives de travaux en Mongolie

Chantiers potentiels en morphotectonique et paléosismologie en Mongolie

En Mongolie, les données préliminaires acquises sur la faille de Bolnay sont encore très incomplètes, et il est nécessaire de densifier les mesures de décalages pour une meilleure connaissance de la distribution du glissement sur l'ensemble de la faille principale ainsi que sur les ruptures secondaires, et d'estimer des vitesses géologiques sur ces segments de failles.

Sur la faille de Bogd, les données paléosismologiques sont également incomplètes et actuellement la cinématique sur les segments de Baga Bogd est très peu contrainte (Kurushin et al., 1997 ; Bayasgalan, 1999 ; Carretier, 2000). De plus, il serait nécessaire d'ouvrir une autre tranchée sur le segment EIB, afin de confirmer si un séisme a rompu ce segment il y a

environ 1000 ans. Enfin, nous avons montré qu'il est possible que les failles de Bogd et Bolnay ne rompent pas toujours ensemble, ce qui permet de poser la question sur le fonctionnement des failles se trouvant à l'Ouest de la faille de Bogd (partie Ouest de la zone de faille dite de « la Vallée des Lacs ») et s'intéresser au rôle de la segmentation des failles. Les failles de Myangain et Chandmani produisent-elles également des glissements caractéristiques et quelles sont leurs vitesses ? Quels sont les intervalles de récurrence ? Leurs fonctionnements s'insèrent-ils dans un mécanisme d'ensemble à l'échelle de la Mongolie Occidentale ?

Apports des travaux de morphotectonique dans les travaux de modélisation

Les modèles de Chéry et al. (2001 ; 2006) peuvent être affinés en re-paramétrant ces modélisations en y incluant les données morphotectoniques suivantes (Figure 1) :

- La vitesse sur la faille de Bolnay est d'environ 2.6 mm/an, le glissement co-sismique d'environ 9 m et les intervalles de récurrence de 3000 ans.
- La vitesse sur la faille de Bogd est de l'ordre de 1.2 mm/an, le glissement co-sismique variant de 5.2 à 2 m selon les segments étudiés, et des intervalles de récurrence compris entre 3300 et 5700 ans (4500 ± 1200 ans). Dans un premier temps, par simplification, l'intervalle de récurrence peut être contraint à 3000 ans.
- Dans l'Altay, un premier modèle simple serait de localiser la déformation au travers de deux segments, en y imposant un taux de déformation total de l'ordre de 7 mm/an (Calais et al., 2003) distribué entre ces deux structures actives. Un premier segment permettrait de simplifier l'ensemble de failles actives identifiées dans l'Altay, qui présentent des vitesses millimétriques (Vassallo, 2006 ; Nissen et al., 2009a ; Nissen et al., 2009b). Sur ce segment de faille, la vitesse minimale serait de 3 mm/an, en y imposant des glissements compris entre 2.5 et 5 m, et des intervalles de récurrence d'environ 1500 ans (Walker et al., 2006). Un deuxième segment correspondrait à la faille de Fuyun, dont la vitesse pourrait être estimé entre 3 et 4 mm/an, avec un glissement moyen co-sismique moyen de 5.6 m (Etchebes et al., 2009) et des temps de récurrence également d'environ 1500 ans.

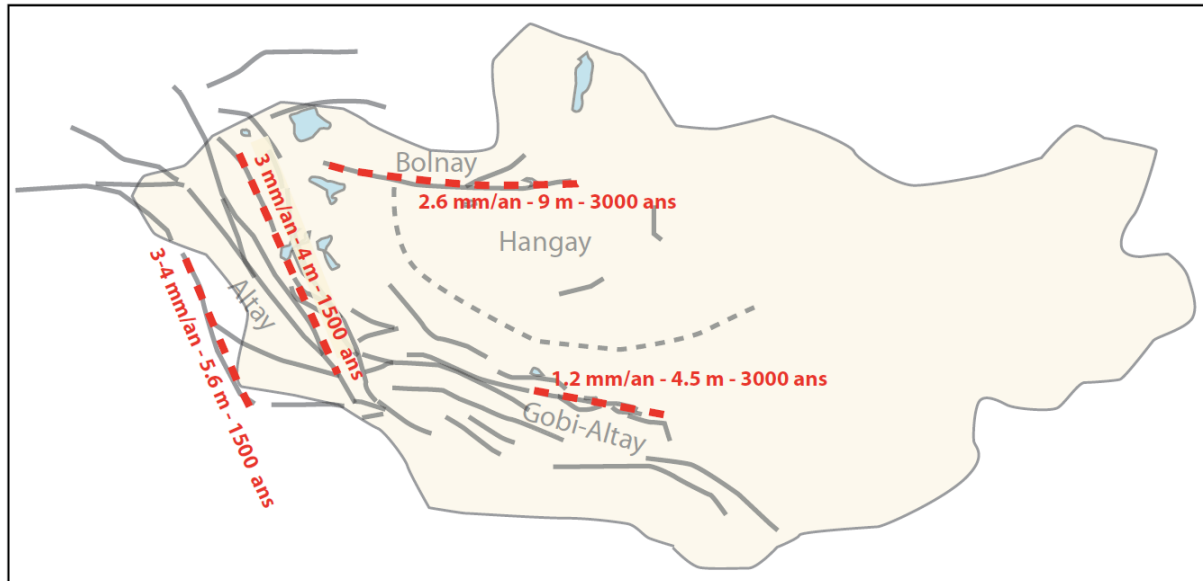


Figure 1 : Suggestion de paramètres pouvant être inclus dans les modélisations numériques de Chéry et al., (2001), en localisant la déformation sur quatre segments principaux : Bogd, Bolnay, Altay, Fuyun.

Perspectives de travaux en Iran

Quelles perspectives sur la faille d'Astaneh ?

Les résultats acquis en paléosismologie ne permettent pas l'observation de variations dans le cycle sismique. Mais nous ne disposons que des résultats issus principalement de la tranchée AT5, et il serait donc nécessaire de densifier les analyses paléosismologiques le long de cette faille. Une autre question qui se pose est de savoir quel est le comportement des failles constituant le système de Shahrud, la faille d'Astaneh étant associée à deux autres segments de failles. Peut-on identifier des paléoséismes communs à ces failles ? En effet, si l'ensemble du système de failles a cassé dans le passé, cela a des implications sur l'estimation des magnitudes de ces séismes et donc sur l'aléa sismique de la région de Damghan.

Il serait possible de répondre à cette question en appliquant la même stratégie que sur la faille d'Astaneh, c'est-à-dire en menant parallèlement des études paléosismologiques et morphotectoniques.

Quelles perspectives sur la faille de Tabriz ?

Les travaux de paléosismologie publiés sur la faille de Tabriz suggèrent des temps de récurrence de 820 ans dans la partie occidentale de la faille (Hessami et al., 2003) et de 10 000 ans dans la partie orientale de la faille (Solaymani et al, GJI). Ces résultats ne semblent pas cohérents avec les données de sismicité historique qui donnent des périodes de forte activité sismique tous les 300-400 ans pour les segments de la faille de Tabriz

(Ambraseys et Melville, 1982 ; Berberian et Yeats, 1999). Mais, sur cette faille, les travaux de paléosismologie peuvent être limités par le fait que les intervalles de récurrence entre les séismes sont courts et qu'il est donc difficile d'enregistrer ces événements et de dissocier les ruptures de surface entre elles, si l'apport sédimentaire est insuffisant. De plus, les incertitudes que nous obtenons généralement sur les échantillons de ^{14}C (> 50 ans) et de luminescence (> 100 ans) peuvent être un facteur limitant, car elles sont souvent proches des intervalles de temps entre deux séismes : il se peut alors que nous ne puissions pas contraindre dans le temps ces événements. En 2008, un repérage sur la faille nous a permis d'identifier un site favorable à l'ouverture des tranchées (38.206147°N ; 46.157572°E).

BIBLIOGRAPHIE (THESE ET ARTICLES)

- Aitken, M. J. (1998), An introduction to optical dating; the dating of Quaternary sediments by the use of photon-stimulated luminescence.
- Aitken, M. J. (1985), Thermoluminescence dating., *Academic Press, London*
- Alavi, M. (1996), Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran, *Journal of Geodynamics*, 21(1), 1-33.
- Allen, M. B., M. R. Ghassemi, M. Shahrabi and M. Qorashi (2003), Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz Range, northern Iran, *Journal of Structural Geology*, 25(5), 659-672.
- Allen, M. B., S. J. Vincent, G. I. Alsop, A. Ismail-Zadeh and R. Flecker (2003), Late Cenozoic deformation in the South Caspian region; effects of a rigid basement block within a collision zone, *Tectonophysics*, 366(3-4), 223-239.
- Ambraseys, N. N. and C. P. Melville (1982), A history of Persian earthquakes.
- Antoine, P., J.-J. Bahain, G. Berillon, A. Khaneghah and N. Limondin-Lozouet (2006), Tuf calcaire et sequence alluviale en contexte tectonique actif; la formation de Baliran (Province du Mazandaran, Iran). Calcareous tufa and alluvial sequence in an active tectonic context; the Baliran Formation (Mazandaran Province, Iran), *Quaternaire (Paris)*, 17(4), 321-331.
- Arnold, M., S. Merchel, D. Bourlès, R. Braucher, L. Benedetti, R. C. Finkel, G. Aumaître, A. Gottdang and M. Klein (2010), The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: Improved performance and developments, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 268(11-12), 1954-1959.
- Auclair, M., M. Lamothe and S. Huot (2003), Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR, *Radiation Measurements*, 37(4-5), 487-492.
- Bailey, R. M. and L. J. Arnold (2006), Statistical modelling of single grain quartz De distributions and an assesment of procedures for estimating burial dose, *Quaternary Science Reviews*, 25, 2475-2502.
- Baljinnyam, I., A. Bayasgalan, B. A. Borisov, A. Cisternas, M. G. Dem'yanovich, L. Ganbaatar, V. M. Kochetkov, R. A. Kurushin, P. Molnar, H. Philip and Y. Vashchilov (1993), Ruptures of Major Earthquakes and Active Deformation in Mongolia and Its Surroundings, *Geological Society of America, Memoir* 181(61).
- Bar-Matthews, M., A. Ayalon, A. Kaufman and G. J. Wasserburg (1999), The eastern Mediterranean paleoclimate as a reflection of regional events; Soreq Cave, Israel, *Earth and Planetary Science Letters*, 166(1-2), 85-95.
- Bateman, M. D., C. H. Boulter, A. S. Carr, C. D. Frederick, D. Peter and M. Wilder (2007), Detecting post-depositional sediment disturbance in sandy deposits using optical luminescence, *Quaternary Geochronology*, 2(1-4), 57-64.
- Bayasgalan, A. (1999), Active Tectonics of Mongolia., *PhD thesis - Univ. of Cambridge, Cambridge*, 182 pp.
- Bayasgalan, A., J. Jackson, J.-F. Ritz and S. Carretier (1999), Field examples of strike-slip fault terminations in Mongolia, and their tectonic significance, *Tectonics*, 18(3), 394-411.
- Bayasgalan, A., J. Jackson, J.-F. Ritz and S. Carretier (1999), 'Forebergs', flower structures, and the development of large intracontinental strike-slip faults : the Gurvan Bogd fault system in Mongolia, *Journal of Structural Geology*, 21(1285-1302).
- Beck, C., B. Mercier de Lepinay, J.-L. Schneider, M. Cremer, N. Cagatay, E. Wendenbaum, S. Boutareaud, G. Menot, S. Schmidt, O. Weber, K. Eris, R. Armijo, B. Meyer, N. Pondard, M.-A. Gutscher, J. L. Turon, L. Labeyrie, E. Cortijo, Y. Gallet, H. Bouquerel, N. Gorur, A. Gervais, M. H. Castera, L. Londeix, A. de Resseguier and A. Jaouen (2007), Late Quaternary co-seismic sedimentation in the Sea of Marmara's deep basins, *Sedimentary Geology*, 199(1-2), 65-89.
- Bennett, R. A., A. M. Friedrich and K. P. Furlong (2004), Codependent histories of the San Andreas and San Jacinto fault zones from inversion of fault displacement rates; errata, *Geology (Boulder)*, 32(12), 1048.

- Berberian, M. and R. S. Yeats (1999), Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(1), 120-139.
- Bierman, P. R. (1994), Using in situ produced cosmogenic isotopes to estimate rates of landscape evolution; a review from the geomorphic perspective, *Journal of Geophysical Research*, 99(B7), 13,885-13,896.
- Braucher, R., E. T. Brown, D. L. Bourles and F. Colin (2003), In situ produced (super 10) Be measurements at great depths; implications for production rates by fast muons, *Earth and Planetary Science Letters*, 211(3-4), 251-258.
- Braucher, R., D. L. Bourles, F. Colin, J. Oliveira, A. B. Vecchiato and Anonymous (1998), Use of in situ produced cosmogenic (super 10) Be for the study of Brazilian lateritic soil evolution, *Mineralogical Magazine*, 62A, Part 1(233-234).
- Bray, H. E. and S. Stokes (2004), Temporal patterns of arid-humid transitions in the south-eastern Arabian Peninsula based on optical dating, *Geomorphology*, 59(1-4), 271-280.
- Brown, E. T., D. L. Bourles, F. Colin, G. M. Raisbeck, F. Yiou and S. Desgarceaux (1995), Evidence for muon-induced production of (super 10) Be in near-surface rocks from the Congo, *Geophysical Research Letters*, 22(6), 703-706.
- Brown, E. T., E. J. Brook, G. M. Raisbeck, F. Yiou and M. D. Kurz (1992), Effective attenuation lengths of cosmic rays producing (super 10) Be and (super 26) Al in quartz; implications for exposure age dating, *Geophysical Research Letters*, 19(4), 369-372.
- Calais, E., M. Vergnolle, V. San'kov, A. Lukhnev, A. Miroshnitenko, S. Amarjargal and J. Déverchère (2003), GPS measurements of crustal deformation in the Baikal-Mongolia Area (1994-2002): Implications for current kinematics of Asia, *Journal of geophysical Research*, 108(NO. B10), 2501-2514, 10.1029/2002JB002373.
- Calais, E. and S. Amarjargal (2000), New constraints on current deformation in Asia from continuous GPS measurements at Ulaan Baatar, Mongolia, *Geophysical Research Letters*, 27(10), 1527-1530.
- Calais, E., O. Lesne, J. Déverchère, V. San'kov, A. Lukhnev, A. Miroshnitchenko, V. Buddo, K. Levi, V. Zalutzky and Y. Bashkuev (1998), Crustal deformation in the Baikal rift from GPS measurements, *Geophysical Research Letters*, 25(21), 4003-4006.
- Carretier, S., J. F. Ritz, J. Jackson and A. Bayasgalan (2002), Morphological dating of cumulative reverse fault scarps; examples from the Gurvan Bogd fault system, Mongolia, *Geophysical Journal International*, 148(2), 256-277.
- Carretier, S. (2000), Cycle sismique et surrection de la chaîne de Gurvan Bogd (Mongolie). Approche de la géomorphologie quantitative, *Thèse Université Montpellier 2*, 253.
- Champagnac, J.-D., D. Yuan, W. Ge, P. Molnar and W. Zheng (2010), Slip rate at the north-eastern front of the Qilian Shan, China, *Terra Nova*, 22(3), 180-187.
- Chen, W. P. and P. Molnar (1977), Seismic moments of major earthquakes and the average rate of slip in Central Asia, *Journal of Geophysical Research*, 82(20), 2945-2969.
- Chery, J. and P. Vernant (2006), Lithospheric elasticity promotes episodic fault activity, *Earth and Planetary Science Letters*, 243(1-2), 211-217.
- Chery, J., P. Vernant, C. Prentice, W. Ellsworth and P. Hellweg (2006), Lithospheric elasticity promoted episodic fault activity, *Seismological Research Letters*, 77(2), 278.
- Chery, J., S. Carretier and J.-F. Ritz (2001), Postseismic stress transfer explains time clustering of large earthquakes in Mongolia, *Earth and Planetary Science Letters*, 194(1-2), 277-286.
- Chmeleff, J., F. von Blanckenburg, K. Kossert and D. Jakob (2010), Determination of the ¹⁰Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 268(2), 192-199.
- Clark, P. U., A. S. Dyke, J. D. Shakun, A. E. Carlson, J. Clark, B. Wohlfarth, J. X. Mitrovica, S. W. Hostetler and A. M. McCabe (2009), The last glacial maximum, *Science*, 325(5941), 710-714.
- Colls, A. E., S. Stokes, M. D. Blum and E. Straffin (2001), Age limits on the late Quaternary evolution of the upper Loire River, *Quaternary Science Reviews*, 20(5-9), 743-750.
- Costa, J. E. and V. R. Baker (1981), Surficial geology; building with the Earth.

- Cotte, N., A. Walpersdorf, V. Kostoglodov, M. Vergnolle, J.-A. Santiago, I. Manighetti and M. Campillo (2009), Anticipating the next large silent earthquake in Mexico, *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 90(21), 181-182.
- Cowgill, E., R. D. Gold, X. Chen, X. Wang, J. R. Arrowsmith and J. Southon (2009), Low Quaternary slip rate reconciles geodetic and geologic rates along the Altyn Tagh Fault, northwestern Tibet, *Geology (Boulder)*, 37(7), 647-650.
- Cowgill, E. (2007), Impact of riser reconstructions on estimation of secular variation in rates of strike-slip faulting; revisiting the Charchen River site along the Altyn Tagh Fault, NW China, *Earth and Planetary Science Letters*, 254(3-4), 239-255.
- Cowgill, E., R. Gold, X. Chen, X. Wang, R. Arrowsmith and Anonymous (2007), Implications of uniform slip rate along the central Altyn Tagh Fault at millennial, centennial, and decadal time-scales on the classical debate between microplate vs. continuum views of continental deformation, *Abstracts with Programs - Geological Society of America*, 39(6), 262.
- Cunningham, D. (2005), Active intracontinental transpressional mountain building in the Mongolian Altai : Defining a new class of orogen, *Earth and Planetary Science Letters*, 240(436-444), 10.1016/j.epsl.2005.09.013.
- Cunningham, W. D. (1998), Lithospheric controls on late Cenozoic construction of the Mongolian Altai, *Tectonics*, 17(6), 891-902.
- Daeron, M., Y. Klinger, P. Tapponnier, A. Elias, E. Jacques and A. Sursock (2007), 12,000-year-long record of 10 to 13 paleoearthquakes on the Yammouneh Fault, Levant fault system, Lebanon, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(3), 749-771.
- Daeron, M., Y. Klinger, P. Tapponnier, A. Elias, E. Jacques and A. Sursock (2005), Sources of the large A.D. 1202 and 1759 Near East earthquakes, *Geology (Boulder)*, 33(7), 529-532.
- Dawson, T. E., S. F. McGill and T. K. Rockwell (2003), Irregular recurrence of paleoearthquakes along the central Garlock Fault near El Paso Peaks, California, *Journal of Geophysical Research*, 108(B7), 29.
- DeLong, S. B. and L. J. Arnold (2007), Dating alluvial deposits with optically stimulated luminescence, AMS (super 14) C and cosmogenic techniques, western Transverse Ranges, California, USA, *Quaternary Geochronology*, 2(1-4), 129-136.
- DeMets, C., R. G. Gordon and D. F. Argus (2010), Geologically current plate motions, *Geophysical Journal International*, 181(1), 1-80.
- Dercourt, J., L. P. Zonenshain, L. E. Ricou, V. G. Kazmin, X. Le Pichon, A. L. Knipper, C. Grandjacquet, I. M. Sbertshikov, J. Geyssant, C. Lèpvrier, D. H. Pechersky, J. Boulin, J.-C. Sibuet, L. A. Savostin, O. Sorokhtin, M. Westphal, M. L. Bazhenov, J. P. Lauer and B. Biju-Duval (1986). Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. Tectonophysics, Elsevier, Amsterdam, Netherlands (NLD).
- Devlin, W. J., J. M. Cogswell, G. M. Gaskins, G. H. Isaksen, D. M. Pitcher, D. P. Puls, K. O. Stanley and G. R. T. Wall (1999), South Caspian Basin; young, cool, and full of promise, *GSA Today*, 9(7), 1-9.
- Djamali, M., J.-L. de Beaulieu, M. Shah-Hosseini, V. Andrieu-Ponel, P. Ponel, A. Amini, H. Akhiani, S. A. G. Leroy, L. Stevens, H. Lahijani and S. Brewer (2008), A late Pleistocene long pollen record from Lake Urmia, NW Iran, *Quaternary Research*, 69(3), 413-420.
- Djamour, Y., P. Vernant, R. Bayer, H. Nankali, J. F. Ritz, J. Hinderer, Y. Hatam, B. Luck, N. Le Moigne, M. Sedighi and F. Khorrami (In Press), GPS and gravity constraints on continental deformation in the Alborz mountain range, Iran, *Geophysical Journal International*.
- Djamour, Y. (2004), Contribution de la Géodésie (GPS et nivellement) à l'étude de la déformation tectonique et de l'aléa sismique sur la région de Téhéran (Montagne de l'Alborz, Iran), *Ph.D Thesis*, Université Montpellier II).
- Dolan, J. F., D. D. Bowman and C. G. Sammis (2007), Long-range and long-term fault interactions in Southern California, *Geology (Boulder)*, 35(9), 855-858.
- Dunai, T. J. (2000), Scaling factors for production rates of in situ produced cosmogenic nuclides; a critical reevaluation, *Earth and Planetary Science Letters*, 176(1), 157-169.

- Duller, G. A. T. (2003). Distinguishing quartz and feldspar in single grain luminescence measurements. *Radiation Measurements* **37**, 161-165.
- Engdahl, E. R., J. A. Jackson, S. C. Myers, E. A. Bergman and K. Priestley (2006), Relocation and assessment of seismicity in the Iran region, *Geophysical Journal International*, **167**(2), 761-778.
- Etchebes, M., Y. Klinger and P. Tapponnier (2010), High-Resolution satellite imagery mapping of the Ms 7.9, 11 August 1931 Fuyun earthquake, Northern Xinjiang, China, *Geophysical Research Abstracts*, **12**(EGU2010-9620-1).
- Fattahi, M., H. Nazari, M. D. Bateman, B. Meyer, M. Sebrier, M. Talebian, K. LeDortz, M. Foroutan, F. Ahmadi Givi and M. Gorashi (2010), Refining the OSL age of the last earthquake on the Deshir fault, Central Iran, *Quaternary Geochronology*, **5**(2-3), 286-292.
- Fattahi, M., R. Walker, J. Hollingsworth, A. Bahroudi, H. Nazari, M. Talebian, S. J. Armitage and S. Stokes (2006), Holocene slip-rate on the Sabzevar thrust fault, NE Iran, determined using optically stimulated luminescence (OSL), *Earth and Planetary Science Letters*, **245**(3-4), 673-684.
- Fattahi, M. and R. T. Walker (2007), Luminescence dating of the last earthquake of the Sabzevar thrust fault, NE Iran, *Quaternary Geochronology*, **2**(1-4), 284-289.
- Fattahi, M., R. T. Walker, M. M. Khatib, A. Dolati and A. Bahroudi (2007), Slip-rate estimate and past earthquakes on the Doruneh Fault, eastern Iran, *Geophysical Journal International*, **168**(2), 691-709.
- Ferry, M., M. Meghraoui, N. Abou Karaki, M. Al-Taj and G. Amoush (2007), Episodic behavior of the Dead Sea Fault from slip rate variations and integrated seismicity.
- Florensov, N. A. and Solonenko (1965), The Gobi-Altai earthquake, *V.P., editors*, 424 p.
- Forman, S. L. and J. Pierson (2002), Late Pleistocene luminescence chronology of loess deposition in the Missouri and Mississippi River valleys, United States, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **186**(1-2), 25-46.
- Frechen, M., M. Kehl, C. Rolf, R. Sarvati and A. Skowronek (2009), Loess Chronology of the Caspian lowland in Northern Iran, *Quaternary International*, **198**(220-233).
- Fujii, Y. and M. Matsu'ura (2000), Regional difference in scaling laws for large earthquakes and its tectonic implication, *Pure and Applied Geophysics*, **157**(11-12), 2283-2302.
- Fumal, T. E., M. J. Rymer and G. G. Seitz (2002), Timing of large earthquakes since A.D. 800 on the Mission Creek strand of the San Andreas fault zone at Thousand Palms Oasis, near Palm Springs, California, *Bulletin of the Seismological Society of America*, **92**(7), 2841-2860.
- Galbraith, R. F., R. G. Roberts, G. M. Laslett, H. Yoshida and J. M. Olley (1999), Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, Northern Australia. Part 1 : experimental design and statistical models., *Archaeometry*, **41**(339-364).
- Ganev, P. N., J. F. Dolan, K. Blisniuk, M. Oskin and L. A. Owen (2010), Paleoseismologic evidence for multiple Holocene earthquakes on the Calico Fault; implications for earthquake clustering in the Eastern California shear zone, *Lithosphere*, **2**(4), 287-298.
- Gillespie, A. R., R. M. Burke, G. Komatsu and A. Bayasgalan (2008), Late Pleistocene glaciers in Darhad Basin, northern Mongolia, *Quaternary Research*, **69**(2), 169-187.
- Glennie, K. W. and A. K. Singhvi (2002), Event stratigraphy, paleoenvironment and chronology of SE Arabian deserts, *Quaternary Science Reviews*, **21**(7), 853-869.
- Godfrey-Smith, D. I., Huntley, D. J., and Chen, W. H. (1988). Optical dating studies of quartz and feldspar sediment extracts. *Quaternary Science Reviews* **7**, 373-380.
- Gold, R. D., E. Cowgill, J. R. Arrowsmith, J. Gosse, X. Chen and X. Wang (2009), Riser diachroneity, lateral erosion, and uncertainty in rates of strike-faulting; a case study from Tuzidun along the Altyn Tagh Fault, NW China.
- Gold, R., E. Cowgill, T. Ehlers, X. Wang, X. Chen and Anonymous (2006), Rate of active shortening across the Aksai restraining stepover along the Altyn Tagh Fault, Gansu Province, NW China, *Abstracts with Programs - Geological Society of America*, **38**(7), 239.

- Grant, L. B. and K. Sieh (1994), Paleoseismic evidence of clustered earthquakes on the San Andreas Fault in the Carrizo Plain, California, *Journal of Geophysical Research*, 99(B4), 6819-6841.
- Grootes, P. M., M. Stuiver, C. U. Hammer, P. A. Mayewski and D. Peel (1997), Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10 (super -3) -to 10 (super 5) -year time resolution, *Journal of Geophysical Research*, 102(C12), 26,455-26,470.
- Grunert, J., F. Lehmkuhl and M. Walther (2000), Paleoclimatic evolution of the Uvs Nuur Basin and adjacent areas (western Mongolia), *Quaternary International*, 65-66(171-192).
- Haeussler, P. J., D. P. Schwartz, T. E. Dawson, H. D. Stenner, J. J. Lienkaemper, B. Sherrod, F. R. Cinti, P. Montone, P. A. Craw, A. J. Crone and S. F. Personius (2004), Surface rupture and slip distribution of the Denali and Totschunda Faults in the 3 November 2002 M 7.9 earthquake, Alaska, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 94(6, Part B), 23-52.
- Haibing, L., J. van der Woerd, P. Tapponnier, Y. Klinger, X. Qi, J. Yang and Y. Zhu (2005), Slip rate on the Kunlun Fault at Hongshui Gou, and recurrence time of great events comparable to the 14/11/2001, Mw approximately 7.9 Kokoxili earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, 237(1-2), 285-299.
- Hanks, T. C., J. F. Ritz, K. Kendrick, B. Finkel and C. D. Garvin (1997), Uplift rates in a continental interior : faulting offsets of a ~100ka abandoned fan along the Bogd fault, southern Mongolia., *Proceedings of the Penrose Conference on the Tectonics of Continentals Interiors*, 23-28 September 1997, Cedar City.
- Hanks, T. C. and H. Kanamori (1979), A moment magnitude scale, *Journal of Geophysical Research*, 84(B5), 2348-2350.
- Hemming, S. R. (2004), Heinrich events; massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint, *Reviews of Geophysics*, 42(1), RG1005.1-RG1005.43.
- Hessami, K., D. Pantosti, H. Tabassi, E. Shabanian, M. Abbassi, K. Fegghi and S. Solaymani (2003), Paleoeearthquakes and slip rates of the North Tabriz Fault, NW Iran: preliminary results, *Annals of Geophysics*, 46(5), 903-915.
- Hetzel, R. and A. Hampel (2005), Slip rate variations on normal faults during glacial-interglacial changes in surface loads, *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft fuer Geowissenschaften*, 39(162).
- Hollingsworth, J., H. Nazari, J. F. Ritz, R. Salamati, M. Talebian, A. Bahroudi, R. Walker, M. Rizza and J. Jackson (In press), Active tectonics of the East Alborz mountains, NE Iran; rupture of the left-lateral Astaneh fault system during the great 856 AD Qumus earthquake, *Journal of Geophysical Research*.
- Hollingsworth, J., M. Fattahi, R. Walker, M. Talebian, A. Bahroudi, M. J. Bolourchi, J. Jackson and A. Copley (2010), Oroclinal bending, distributed thrust and strike-slip faulting, and the accommodation of Arabia-Eurasia convergence in NE Iran since the Oligocene, *Geophysical Journal International*, 181(3), 1214-1246.
- Hollingsworth, J., J. Jackson, R. Walker and H. Nazari (2008), Extrusion tectonics and subduction in the eastern south Caspian region since 10 Ma, *Geology (Boulder)*, 36(10), 763-766.
- Hollingsworth, J., R. Walker, J. Jackson, M. Bolourchi, A. Eshraghi, B. W. D. Yardley, G. Taylor, A. Whitham, M. Smith, J. Griffiths, M. Rivett, J. Arthur, M. Kendall, P. Leat, L. Thomas, S. Peacock, J. Catt and R. Robinson (2007), *Left-lateral strike-slip faulting in the east Alborz, NE Iran*, Geological Society of London, London, United Kingdom (GBR).
- Hollingsworth, J. (2007), The Active Tectonics of the NE Iran, *Ph.D. thesis, University of Cambridge*.
- Hollingsworth, J., J. Jackson, R. Walker, M. R. Gheitanchi and M. J. Bolourchi (2006), Strike-slip faulting, rotation, and along-strike elongation in the Kopeh Dag Mountains, NE Iran, *Geophysical Journal International*, 166(3), 1161-1177.
- Hubert-Ferrari, A., J. Suppe, R. Gonzalez-Mieres, X. Wang, J. F. Dolan and J.-P. Avouac (2007), Mechanisms of active folding of the landscape (southern Tian Shan, China).
- Hubert-Ferrari, A., G. C. P. King, A. Barka, E. Jacques, S. Nalbant, B. Meyer, R. Armijo, P. Tapponnier and Anonymous (2000), Stress interaction models including historical seismicity since 1700 around the Sea of Marmara.

- Hülle, D., A. Hilgers, U. Radtke, C. Stolz, N. Hempelmann, J. Grunert, T. Felauer and F. Lehmkuhl (2009), OSL dating of sediments from the Gobi desert, Southern Mongolia, *Quaternary Geochronology*, 10.1016/j.quageo.2009.06.002.
- Huntley, D. J. and M. Lamothe (2001), Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating, *Canadian Journal of Earth Sciences = Revue Canadienne des Sciences de la Terre*, 38(7), 1093-1106.
- Huntley, D. J., D. I. Godfrey-Smith, M. L. W. Thewalt, J. R. Prescott and J. T. Hutton (1988), Some quartz thermoluminescence spectra relevant to thermoluminescence dating, *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 14(1-2), 27-33.
- Hutton, J. T., J. R. Prescott, J. R. Bowman, M. N. E. Dunham, A. J. Crone, M. N. Machette and C. R. Twidale (1994), Thermoluminescence dating of Australian palaeo-earthquakes, *Quaternary Science Reviews*, 13(2), 143-147.
- Jackson, J., K. Priestley, M. Allen and M. Berberian (2002), Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophysical Journal International*, 148(2), 214-245.
- Jackson, J., J. Haines and W. Holt (1995), The accommodation of Arabia-Eurasia plate convergence in Iran, *Journal of Geophysical Research*, 100(B8), 15,205-15,219.
- Jackson, J. (1992), Partitioning of strike-slip and convergent motion between Eurasia and Arabia in eastern Turkey and the Caucasus, *Journal of Geophysical Research*, 97(B9), 12,471-12,479.
- Jain, M., A. S. Murray and L. Botter-Jensen (2004), Optically stimulated luminescence dating; how significant is incomplete light exposure in fluvial environments?, *Quaternaire (Paris)*, 15(1-2), 143-157.
- Jolivet, M., J.-F. Ritz, R. Vassallo, C. Larroque, R. Braucher, M. Todbileg, A. Chauvet, C. Sue, N. Arnaud, R. De Vicente, A. Arzhanikova and S. Arzhanikov (2007), Mongolian summits; an uplifted, flat, old but still preserved erosion surface, *Geology (Boulder)*, 35(10), 871-874.
- Karakhanian, A. S., V. G. Trifonov, H. Philip, A. Avagyan, K. Hessami, F. Jamali, M. Salih Bayraktutan, H. Bagdassarian, S. Arakelian, V. Davtian and A. Adilhanyan (2004), Active faulting and natural hazards in Armenia, eastern Turkey and northwestern Iran, *Tectonophysics*, 380(3-4), 189-219.
- Karimi, A., H. Khademi, M. Kehl and A. Jalalian (2009), Distribution, lithology and provenance of peridesert loess deposits in northeastern Iran, *Geoderma*, 148(3-4), 241-250.
- Kehl, M. (2009), Quaternary climate change in Iran - The state of knowledge, *Erdkunde*, 63(1), 1-17.
- Kehl, M., M. Frechen and A. Skowronek (2005), Paleosols derived from loess and loess-like sediments in the Basin of Persepolis, southern Iran, *Quaternary International*, 140-141(135-149).
- Khair, K., G. F. Karakaisis and E. E. Papadimitriou (2000), Seismic zonation of the Dead Sea transform fault area, *Annali di Geofisica*, 43(1), 61-79.
- Khil'ko, S. D., R. A. Kurushin, V. M. Kochetkov, L. A. Misharina, V. I. Mel'nikova, N. A. Gileva, S. V. Lastochkin, I. Balzhinnyam and D. Monkho (1985), Zemletryaseniya i osnovy seysmicheskogo rayonirovaniya Mongolii. Earthquakes and seismic regionalization of Mongolia.
- King, G. C. P., A. Hubert-Ferrari, S. S. Nalbant, B. Meyer, R. Armijo and D. D. Bowman (2001), Coulomb interactions and the 17 August 1999 Izmit, Turkey earthquake, *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II Sciences de la Terre et des Planetes*, 333(9), 557-569.
- King, N. E. and W. R. Thatcher (1998), The coseismic slip distribution of the 1940 and 1979 Imperial Valley, California, earthquakes and their implications, *Journal of Geophysical Research*, 103(B8), 18,069-18,086.
- King, G. C. P., R. S. Stein and J. Lin (1994), Static stress changes and the triggering of earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(3), 935-953.
- Kirby, E., D. W. Burbank, M. Reheis and F. Phillips (2006), Temporal variations in slip rate of the White Mountain fault zone, eastern California, *Earth and Planetary Science Letters*, 248(1-2), 168-185.
- Klinger, Y., K. Sieh, E. Altunel, A. Akoglu, A. A. Barka, T. E. Dawson, T. Gonzalez, A. J. Meltzner and T. K. Rockwell (2003), Paleoseismic evidence of characteristic slip on the western segment of

- the North Anatolian Fault, Turkey, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(6), 2317-2332.
- Kocurek, G. and N. Lancaster (1999), Aeolian system sediment state; theory and Mojave Desert Kelso dune field example, *Sedimentology*, 46(3), 505-515.
- Korschinek, G., A. Bergmaier, T. Faestermann, U. C. Gerstmann, K. Knie, G. Rugel, A. Wallner, I. Dillmann, G. Dollinger, C. Lierse von Gostomski, K. Kossert, M. Maiti, M. Poutivtsev and A. Remmert (2010), A new value for the half-life of ^{10}Be by Heavy-Ion Elastic Recoil Detection and liquid scintillation counting, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 268(2), 187-191.
- Kozaci, O., J. F. Dolan and R. C. Finkel (2009), A late Holocene slip rate for the central North Anatolian Fault, at Tahtakopru, Turkey, from cosmogenic (super 10) Be geochronology; implications for fault loading and strain release rates.
- Kurushin, R. A., A. Bayasgalan, M. Olziybat, B. Enhtuvshin, P. Molnar, C. Bayarsayhan, K. W. Hudnut and J. Lin (1997). The surface rupture of the 1957 Gobi-Altay, Mongolia, earthquake.
- Lal, D. (1991), Cosmic ray labeling of erosion surfaces; in situ nuclide production rates and erosion models, *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2-4), 424-439.
- Lang, A. (1994), Infra-red stimulated luminescence dating of Holocene reworked silty sediments, *Quaternary Science Reviews*, 13(5-7), 525-528.
- LeDortz, K., B. Meyer, M. Sébrier, H. Nazari, R. Braucher, M. Fattahi, L. Benedetti, M. Foroutan, L. Siame, D. Bourlès, M. Talebian, M. D. Bateman and M. Ghorraishi (2009), Holocene right-slip rate determined by cosmogenic and OSL dating on the Anar fault, Central Iran, *Geophysical Journal International*, 179(700-710).
- Lehmkuhl, F. and A. Lang (2001), Geomorphological investigations and luminescence dating in the southern part of the Khangay and the Valley of the Gobi Lakes (Central Mongolia), *Journal of Quaternary Science*, 16(1), 69-87.
- Lensen, G. J. (1964), The faulted terrace sequence at the Grey river, Awatere valley, South Island, New Zealand, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 7(4), 871-876.
- Lian, O. B. (2007), Luminescence dating; optically-stimulated luminescence.
- Lian and R. G. Roberts (2006), Dating the Quaternary: Progress in luminescence dating of sediments. , *Quaternary Science Reviews* 25(
- Lian, O. B. and D. J. Huntley (2001), Luminescence dating.
- Ludwig, L. G., S. O. Akciz, G. R. Noriega, O. Zielke and J. R. Arrowsmith (2010), Climate-modulated channel incision and rupture history of the San Andreas Fault in the Carrizo Plain, *Science*, 327(5969), 1117-1119.
- Madsen, A. T. and A. S. Murray (2009), Optically stimulated luminescence dating of young sediments; a review, *Geomorphology*, 109(1-2), 3-16.
- Mahan, S. A., D. M. Miller, C. M. Menges and J. C. Yount (2007), Late Quaternary stratigraphy and luminescence geochronology of the northeastern Mojave Desert, *Quaternary International*, 166(1), 61-78.
- Mangerud, J., V. Astakhov, M. Jakobsson and J. I. Svendsen (2001), Huge ice-age lakes in Russia, *JQS Journal of Quaternary Science*, 16(8), 773-777.
- Marco, S. (2007), Temporal variation in the geometry of a strike-slip fault zone; examples from the Dead Sea Transform, *Tectonophysics*, 445(3-4), 186-199.
- Marco, S. and A. Agnon (2005), High-resolution stratigraphy reveals repeated earthquake faulting in the Masada fault zone, Dead Sea Transform, *Tectonophysics*, 408(1-4), 101-112.
- Marco, S., M. Stein, A. Agnon and H. Ron (1996), Long-term earthquake clustering; a 50,000-year paleoseismic record in the Dead Sea Graben, *Journal of Geophysical Research*, 101(B3), 6179-6191.
- Masson, F., M. Anvari, Y. Djamour, A. Walpersdorf, F. Tavakoli, M. Daignieres, H. Nankali and S. van Corp (2007), Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements; new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran, *Geophysical Journal International*, 170(1), 436-440.

- Masson, F., Y. Djamour, S. van Gorp, J. Chery, M. Tatar, F. Tavakoli, H. Nankali and P. Vernant (2006), Extension in NW Iran driven by the motion of the south Caspian Basin, *Earth and Planetary Science Letters*, 252(1-2), 180-188.
- McCalpin, J. P. (2009), Paleoseismology - second edition, *International Geophysics Series*, 95, 613 p.
- McCalpin, J. P. (1996), Field techniques in paleoseismology; introduction, *International Geophysics Series*, 62(33-83).
- McCalpin, J. and S. L. Forman (1988). Chronology of paleoearthquakes on the Wasatch fault zone by thermoluminescence (TL) dating.
- McClusky, S., R. Reilinger, S. Mahmoud, D. Ben Sari and A. Tealeb (2003), GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions, *Geophysical Journal International*, 155(1), 126-138.
- McQuarrie, N., J. M. Stock, C. Verdel and B. P. Wernicke (2003), Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions, *Geophysical Research Letters*, 30(20), SDE 6.
- Meese, D. A., A. J. Gow, P. Grootes, P. A. Mayewski, M. Ram, M. Stuiver, K. C. Taylor, E. D. Waddington and G. A. Zielinski (1994), The accumulation record from the GISP2 core as an indicator of climate change throughout the Holocene, *Science*, 266(5191), 1680-1682.
- Meghraoui, M., F. Gomez, R. Sbeinati, J. van der Woerd, M. Mouty, A. N. Darkal, Y. Radwan, I. Layyous, H. Al Najjar, R. Darawchah, F. Hijazi, R. Al-Ghazzi and M. Barazangi (2003), Evidence for 830 years of seismic quiescence from palaeoseismology, archaeoseismology and historical seismicity along the Dead Sea Fault in Syria, *Earth and Planetary Science Letters*, 210(1-2), 35-52.
- Meriaux, A. S., P. Tapponnier, F. J. Ryerson, Xu Xiwei, G. C. P. King, J. van der Woerd, B. Finkel, L. Haibing, M. W. Caffee, Xu Zhiqin and Chen Wenbin (2005), The Aksay segment of the northern Altyn Tagh fault: Tectonic geomorphology, landscape evolution, and Holocene slip rate, *Journal of geophysical Research*, 110(B04404).
- Meriaux, A. S., F. J. Ryerson, P. Tapponnier, J. van der Woerd, R. C. Finkel, X. Xu, Z. Xu and M. W. Caffee (2004), Rapid slip along the central Altyn Tagh Fault; morphochronologic evidence from Cherchen He and Sulamu Tagh, *Journal of Geophysical Research*, 109(B6), 23.
- Meyer, B. and K. Le Dortz (2007), Strike-slip kinematics in central and eastern Iran; estimating fault slip rates averaged over the Holocene.
- Meyer, B., F. Mouthereau, O. Lacombe and P. Agard (2006), Evidence of Quaternary activity along the Deshir Fault; implication for the Tertiary tectonics of central Iran, *Geophysical Journal International*, 164(1), 192-201.
- Molnar, P. and Q. Denq (1984), Faulting associated with large earthquakes and the average rate of deformation in central and eastern Asia, *Journal of Geophysical Research*, 89(B7), 6203-6227.
- Molnar, P., W. P. Chen, T. J. Fitch, P. Tapponnier, W. E. K. Warsi and F. T. Wu (1977), Structure and tectonics of the Himalaya; a brief summary of relevant geophysical observations, *Colloques Internationaux du Centre National de la Recherche Scientifique*, 268, Vol. 2), 269-294.
- Molnar, P. and P. Tapponnier (1977), The collision between India and Eurasia, *Scientific American*, 236(4), 30-41.
- Moska, P., and Murray, A. S. (2006). Stability of the quartz fast-component in insensitive samples. *Radiation Measurements* 41, 878-885.
- Murray, A. S. and A. G. Wintle (2003), The single aliquot regenerative dose protocol; potential for improvements in reliability, *Radiation Measurements*, 37(4-5), 377-381.
- Murray, A. S. and A. G. Wintle (2000), Application of the single-aliquot regenerative-dose protocol to the 375 degrees C quartz TL signal, *Radiation Measurements*, 32(5-6), 579-583.
- Murray, A. S. and A. G. Wintle (2000), Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol, *Radiation Measurements*, 32(1), 57-73.
- Murray, A. S., J. M. Olley and G. G. Caitcheon (1995), Measurement of equivalent doses in quartz from contemporary water-lain sediments using optically stimulated luminescence, *Quaternary Science Reviews*, 14(4), 365-371.

- Murray, A. S., R. Marten, A. Johnson and P. Martin (1987), Analysis for naturally occurring radionuclides at environmental concentrations by gamma spectrometry, *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry Articles*, 115(263-288).
- Nazari, H., J. F. Ritz, R. Walker, H. Alimohammadian, R. Patnaik and A. Jalali (submitted to Tectonophysics), Palaeoseismic evidence for a medieval earthquake of magnitude ~ 7 in the Firouzkuh (Central Alborz) region of Iran.
- Nazari, H., J.-F. Ritz, S. Balescu, M. Lamothe, R. Salamati, M. Talebian, M. Ghorashi, A. Saidi (submitted to JGR), Paleoseismological analysis of the North Tehran Fault, Iran; analysing prehistoric ruptures for the past 30,000 ka.
- Nazari, H., M. Fattahi, B. Meyer, M. Sebrier, M. Talebian, M. Foroutan, K. Le Dortz, M. D. Bateman and M. Ghorashi (2009), First evidence for large earthquakes on the Deshir Fault, central Iran Plateau, *Terra Nova*, 21(6), 417-426.
- Nazari, H., J. F. Ritz, R. Salamati, A. Shafei, A. Ghassemi, J. L. Michelot, M. Massault and M. Ghorashi (2009), Morphological and palaeoseismological analysis along the Taleghan Fault (central Alborz, Iran), *Geophysical Journal International*, 178(2), 1028-1041.
- Nelson, A. R., S. F. Personius, R. E. Rimando, R. S. Punongbayan, N. Tungol, H. Mirabueno and A. Rasdas (2000), Multiple large earthquakes in the past 1500 years on a fault in metropolitan Manila, the Philippines, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(1), 73-85.
- Nicol, A., J. Walsh, V. Mouslopoulou and P. Villamor (2009), Earthquake histories and Holocene acceleration of fault displacement rates, *Geology (Boulder)*, 37(10), 911-914.
- Nilforoushan, F., F. Masson, P. Vernant, C. Vigny, J. Martinod, M. Abbassi, H. Nankali, D. Hatzfeld, R. Bayer, F. Tavakoli, A. Ashtiani, E. Doerflinger, M. Daignieres, P. Collard and J. Chery (2003), GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision deformation in Iran, *Journal of Geodesy*, 77(7-8), 411-422.
- Nissen, E., R. Walker, E. Molor, M. Fattahi and A. Bayasgalan (2009), Late Quaternary rates of uplift and shortening at Baatar Hyarhan (Mongolian Altai) with optically stimulated luminescence, *Geophysical Journal International*, 177(1), 259-278.
- Nissen, E., R. T. Walker, A. Bayasgalan, A. Carter, M. Fattahi, E. Molor, C. Schnabel, A. J. West and S. Xu (2009), The late Quaternary slip-rate of the Har-Us-Nuur Fault (Mongolian Altai) from cosmogenic (super 10) Be and luminescence dating, *Earth and Planetary Science Letters*, 286(3-4), 467-478.
- Noriega, G. R., J. R. Arrowsmith, L. B. Grant and J. J. Young (2006), Stream channel offset and late Holocene slip rate of the San Andreas Fault at the Van Matre Ranch Site, Carrizo Plain, California, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96(1), 33-47.
- Okal, E. A. (1976), A surface-wave investigation of the rupture mechanism of the Gobi-Altai (December 4, 1957) earthquake, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 12(4), 319-328.
- Olley, J. M., G. G. Caitcheon and R. G. Roberts (1999), The origin of dose distributions in fluvial sediments, and the prospect of dating single grains from fluvial deposits using optically stimulated luminescence, *Radiation Measurements*, 30(2), 207-217.
- Olley, J., G. Caitcheon and A. Murray (1998), The distribution of apparent dose as determined by optically stimulated luminescence in small aliquots of fluvial quartz; implications for dating young sediments, *Quaternary Science Reviews*, 17(11), 1033-1040.
- Oskin, M., L. Perg, E. Shelef, M. Strane, E. Gurney, B. Singer and X. Zhang (2008), Elevated shear zone loading rate during an earthquake cluster in eastern California, *Geology (Boulder)*, 36(6), 507-510.
- Ouchi, S. (2005), Development of offset channels across the San Andreas Fault, *Geomorphology*, 70(1-2), 112-128.
- Pacheco, J. F. and L. R. Sykes (1992), Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(3), 1306-1349.
- Pedrami, M. and Anonymous (1987), The absolute age of the base of the Olduvai Event is only 750,000 yr, *Congress of the International Union for Quaternary Research*, 12(240).

- Peltzer, G., P. Tapponnier, Y. Gaudemer, B. Meyer, S. Guo, K. Yin, Z. Chen and H. Dai (1988), Offsets of late Quaternary morphology, rate of slip, and recurrence of large earthquakes on the Chang Ma Fault (Gansu, China), *Journal of Geophysical Research*, 93(B7), 7793-7812.
- Philip, H. and J.-F. Ritz (1999), Gigantic paleolandslide associated with active faulting along the Bogd fault (Gobi-Altay, Mongolia), *Geology*, 27(3), 211-214.
- Pollitz, F., M. Vergnolle and E. Calais (2003), Fault interaction and stress triggering of twentieth century earthquakes in Mongolia, *Journal of Geophysical Research*, 108(B10), 14.
- Pollitz, F. F. and I. S. Sacks (2002), Stress triggering of the 1999 Hector Mine earthquake by transient deformation following the 1992 Landers earthquake, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(4), 1487-1496.
- Pope, R., K. Wilkinson, E. Skourtsos, M. Triantaphyllou and G. Ferrier (2008), Clarifying stages of alluvial fan evolution along the Sfakian piedmont, southern Crete; new evidence from analysis of post-incisive soils and OSL dating, *Geomorphology*, 94(1-2), 206-225.
- Porat, N., D. Sivan and D. Zviely (2008), Late Holocene embayment infill and shoreline migration, Haifa Bay, eastern Mediterranean, *Israel Journal of Earth-Sciences*, 57(1), 21-31.
- Porat, N., E. Zilberman, R. Amit and Y. Enzel (2001), Residual ages of modern sediments in an hyperarid region, Israel, *Quaternary Science Reviews*, 20(5-9), 795-798.
- Prentice, C. S., K. Kendrick, K. Berryman, A. Bayasgalan, J.-F. Ritz and J. Q. Spencer (2002), Prehistoric ruptures of the Gurvan Bulag fault, Gobi Altay, Mongolia, *Journal of geophysical Research*, 107(NO. B12), 2321-2339, 10.1029/2001JB000803.
- Prescott, J. R. and J. T. Hutton (1994), Cosmic-ray contributions to dose-rates for luminescence and ESR dating-large depths and long-term time variations., *Radiation Measurements*, 23(2-3), 497-500.
- Raisbeck, G. M. and F. Yiou (1987), Geomagnetic reversals, polar ice and cosmic spherules; some recent measurements with a small dedicated accelerator mass-spectrometry facility, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A: Mathematical and Physical Sciences*, 323(1569), 101-102.
- Regard, V., O. Bellier, R. Braucher, F. Gasse, D. Bourles, J. Mercier, J. C. Thomas, M. R. Abbassi, E. Shabanian and S. Soleymani (2006), (super 10) Be dating of alluvial deposits from southeastern Iran (the Hormoz Strait area), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 242(1-2), 36-53.
- Regard, V., O. Bellier, J. C. Thomas, D. Bourles, S. Bonnet, M. R. Abbassi, R. Braucher, J. Mercier, E. Shabanian, S. Soleymani and K. Feghhi (2005), Cumulative right-lateral fault slip rate across the Zagros-Makran transfer zone; role of the Minab-Zendan fault system in accommodating Arabia-Eurasia convergence in southeast Iran, *Geophysical Journal International*, 162(1), 177-203.
- Reheis, M. C., R. L. Reynolds, H. Goldstein, H. M. Roberts, J. C. Yount, Y. Axford, L. S. Cummings and N. Shearin (2005), Late Quaternary eolian and alluvial response to paleoclimate, Canyonlands, southeastern Utah, *Geological Society of America Bulletin*, 117(7-8), 1051-1069.
- Reid, H. F. (1910), The mechanics of the earthquake, The California Earthquake of April 18, 1906,, *Report of the State Earthquake Investigation Commission, A. C. Lawson, Chairman, Carnegie Institution of Washington*, II(31).
- Reilinger, R., S. McClusky, P. Vernant, S. Lawrence, S. Ergintav, R. Cakmak, H. Ozener, F. Kadirov, I. Guliev, R. Stepanyan, M. Nadariya, G. Hahubia, S. Mahmoud, K. Sakr, A. ArRajehi, D. Paradissis, A. Al-Aydrus, M. Prilepin, T. Guseva, E. Evren, A. Dmitrotsa, S. V. Filikov, F. Gomez, R. Al-Ghazzi and G. Karam (2006), GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *Journal of Geophysical Research*, 111(B5), 26.
- Reimer, P., Baillie, Bard, Bayliss, Beck, Blackwell, Bronk Ramsey, Buck, Burr, Friedrich, Grootes, Guilderson, Hajdas, Heaton, Hogg, Hughen, Kaiser, Kromer, McCormac, Manning, Richards, Southon, Talamo, van der Plicht and Weyhenmeyer (2009), IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP, *Radiocarbon*, 51(4), 1111-1150.

- Richardson, C. A., E. V. McDonald and A. J. Busacca (1997), Luminescence dating of loess from the Northwest United States, *Quaternary Science Reviews*, 16(3-5), 403-415.
- Ritz, J. F. (2009), Extrusion tectonics and subduction in the eastern south Caspian region since 10 Ma; discussion, *Geology (Boulder)*, 37(12), e191.
- Ritz, J.-F., M. Rizza, C. Prentice and D. Schwartz (2009), Détermination de l'aléa sismique : approche paléosismologique, *Géochronique*, 110(25-26).
- Ritz, J. F., H. Nazari, S. Solaymani, R. Salamati, M. Rizza, M. Ghorashi, M. R. Abbassi, S. Balescu, M. Massault and S. Mahan (2008), Paleoseismological analysis in Tehran region (central Alborz, Iran), *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 89(53), Abstract T24A-08.
- Ritz, J., C. S. Prentice, R. Braucher, S. Marco, R. Vassallo, A. Chauvet, M. Rizza, M. Ulzibat, G. Baatarsuren, S. Demberel, M. Todbileg, B. Bayanmunkh, D. Schwartz, J. Michelot, M. Massault and Anonymous (2007), Earthquake geology of the Bogd Fault, Gobi Altay, Mongolia.
- Ritz, J.-F., R. Vassallo, R. Braucher, E. T. Brown, S. Carretier and D. L. Bourlès (2006), Using in situ produced ^{10}Be to quantify active tectonics in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia), *Geological Society of America*, 415(Special paper), 87-110.
- Ritz, J. F., H. Nazari, A. Ghassemi, R. Salamati, A. Shafei, S. Solaymani and P. Vernant (2006), Active transtension inside central Alborz; a new insight into northern Iran-southern Caspian geodynamics, *Geology (Boulder)*, 34(6), 477-480.
- Ritz, J.-F., D. L. Bourlès, E. T. Brown, S. Carretier, J. Chéry, B. Enhtuvshin, P. Galsan, R.C. Finkel, T. C. Hanks, K. J. Kendrick, H. Philip, G. Raisbeck, A. Schlupp, D. P. Schwartz and F. Yiou (2003), Late Pleistocene to Holocene slip rates for the Gurvan Bulag thrust fault (Gobi-Altay, Mongolia) estimated with ^{10}Be dates, *Journal of geophysical Research*, 108(NO. B3), 2162-2178, 10.1029/2001JB000553.
- Ritz, J. F., S. Balescu, S. Soleymani, M. Abbassi, H. Nazari, K. Fegghi, E. Shabanian, H. Tabassi, F. Y., M. Lamothe, J. L. Michelot, M. Massault, J. Chéry and P. Vernant (2003), Geometry, kinematics and slip-rate along the Mosha active fault, central alborz, *EGU-AGU-EUG Joint assembly*, Abstract EAE03-A-06057).
- Ritz, J. F., E. T. Brown, D. L. Bourles, G. M. Raisbeck, F. Yiou, T. C. Hanks, K. Kendrick, B. Finkel, S. Carretier, J. Chery, H. Philip, B. Enktuvshin, P. Galsan, A. Schlupp and Anonymous (1997), Comparison of uplift rates on 20 ky and 100 ky timescale along the Gurvan Bulag thrust fault (Gobi-Altay, Mongolia) using cosmic ray exposures dates, *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 78(46, Suppl.), 440.
- Ritz, J.-F., E. T. Brown, D. L. Bourlès, H. Philip, A. Schlupp, G. M. Raisbeck, F. Yiou and B. Enkhtuvshin (1995), Slip rates along active faults estimated with cosmic-ray-exposure dates : Application to the Bogd fault, Gobi-Altai, Mongolia, *Geology*, 23(11), 1019-1024.
- Rizza, M., J.-F. Ritz, R. Braucher, R. Vassallo, C. Prentice, S. Marco, M. S., S. McGill, A. Chauvet, M. Todbileg, B. Bayanmonh, S. Demberel and D. L. Bourles (submitted), Slip rate and the slip magnitude of past earthquakes along the Bogd left-lateral strike-slip fault (Mongolia), *Geophysical Journal International*.
- Rizza, M., M. S., J. Ritz, H. Nazari, J. Hollingsworth and R. Salamati (submitted), Using luminescence dating of coarse matrix material to estimate fault slip-rate of the Astaneh Fault (Iran), *Quaternary Geochronology*.
- Rizza, M., J.-F. Ritz, C. Prentice, R. Vassallo, C. Larroque, N. Arzhanikova, S. Arzhanikov, M. Todbileg, J. Javkhlan, R. Braucher, S. Mahan, J.-L. Michelot and M. Massault (2009), Earthquake Geology of the Bulnay fault (Mongolia), *Eos, Transactions, American Geophysical Union*.
- Rizza, M., J. Ritz, C. Prentice, D. Schwartz, R. Braucher, R. Vassallo, S. Marco, M. S., M. Ulzibaat, M. Todbileg, J. Michelot and M. Massault (2009), Age and slip distribution of past earthquakes along the Bogd Fault (Mongolia), *Seismological Research Letters*, 80(2), 358.
- Rizza, M., J.-F. Ritz, C. Prentice, R. Braucher, R. Vassallo, D. Schwartz, S. Marco, S. Mahan, M. Ulzibaat, M. Todbileg, J.-L. Michelot and M. Massault (2008), Age and slip distribution of past

- earthquakes along the Bogd fault (Mongolia), *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 89(53), pp.T21B-1959.
- Rockwell, T., J. Fonseca, C. Madden, T. Dawson, L. A. Owen, S. Vilanova and P. Figueiredo (2009), Palaeoseismology of the Vilarica Segment of the Manteigas-Braganca Fault in northeastern Portugal, *Geological Society Special Publications*, 316(237-258).
- Rubin, C. M. and K. Sieh (1997), Long dormancy, low slip rate, and similar slip-per-event for the Emerson Fault, eastern California shear zone, *Journal of Geophysical Research*, 102(B7), 15,319-15,333.
- Scharer, K. (2010), Changing views of the San Andreas Fault, *Science*, 327(5969), 1089-1090.
- Scharer, K. M., G. P. Biasi, R. J. Weldon, II and T. E. Fumal Quasi-periodic recurrence of large earthquakes on the southern San Andreas Fault, *Geology (Boulder)*, 38(6), 555-558.
- Schlupp, A. and A. Cisternas (2007), Source history of the 1905 great Mongolian earthquakes (Tsetserleg, Bolnay), *Geophysical Journal International*, 169(3), 1115-1131.
- Schlupp, A. (1996), Néotectonique de la Mongolie Occidentale analysée à partir de données de terrain, sismologiques et satellitaires., *Phd thesis - Strasbourg, University Louis Pasteur*, 172 p.
- Schwartz, D., S. Hecker, D. Ponti, H. Stenner, W. Lund and A. Bayasgalan (2009), The July 23, 1905 Bulnay fault, Mongolia Surface rupture, *Seismological Research Letters*, 80(2), 357.
- Schwartz, D. P., A. Bayasgalan, T. C. Hanks, K. Hanson, W. Lund, C. S. Prentice, J. F. Ritz, T. K. Rockwell and K. Rockwell (2007), Paleoseismic investigations of the 1957 Gobi-Altay surface ruptures, *50th anniversary earthquake conference commemorating the 1957 Gobi-Altay earthquake, Mongolia*.
- Schwartz, D. P., T. C. Hanks, C. S. Prentice, A. Bayasgalan, J. F. Dolan, T. K. Rockwell, P. Molnar and R. B. Hermann (1996), The 1957 Gobi-Altay earthquake ($M = 8.1$); complex; long recurrence (?) interval faulting in the middle of a continent, *Seismological Research Letters*, 67(2), 54.
- Schwartz, D. P. and K. J. Coppersmith (1984), Fault behavior and characteristic earthquakes; examples from the Wasatch and San Andreas fault zones, *Journal of Geophysical Research*, 89(B7), 5681-5698.
- Schwartz, D. P., K. J. Coppersmith, F. H. Swan, III, P. Somerville, W. U. Savage and Anonymous (1981), "Characteristic" earthquakes on intraplate normal faults, *Earthquake Notes*, 52(1), 71.
- Sella, G. F., T. H. Dixon and A. Mao (2002), REVEL; a model for recent plate velocities from space geodesy, *Journal of Geophysical Research*, 107(B4), 17.
- Seyed-Emami, K., F. T. Fursich, M. Wilmsen, F. Cecca, M. R. Majidifard, G. Schairer and A. Shekarifard (2006), Stratigraphy and ammonite fauna of the upper Shemshak Formation (Toarcian-Aalenian) at Tazareh, eastern Alborz, Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 28(4-6), 259-275.
- Shabanian, E., O. Bellier, M. R. Abbassi, L. Siame and Y. Farbod (2010), Plio-Quaternary stress states in NE Iran; Kopeh Dag and Allah Dag-Binalud Mountain ranges, *Tectonophysics*, 480(1-4), 280-304.
- Shabanian, E., L. Siame, O. Bellier, L. Benedetti and M. R. Abbassi (2009), Quaternary slip rates along the northeastern boundary of the Arabia-Eurasia collision zone (Kopeh Dag Mountains, northeast Iran), *Geophysical Journal International*, 178(2), 1055-1077.
- Shackleton, N. J. (1987), Oxygen isotopes, ice volume and sea level, *Quaternary Science Reviews*, 6(3-4), 183-190.
- Shimazaki, K. and T. Nakata (1980), Time-predictable recurrence model for large earthquakes, *Geophysical Research Letters*, 7(4), 279-282.
- Siame, L., B. Regis, D. Bourles (2004), Cosmic ray exposure modeling of concentration depth-profiles; methodology and limitations, *International Geological Congress, Abstracts = Congres Geologique International, Resumes*, 32, Part 2(923-924).
- Siame, L. L., R. Braucher and D. L. Bourles (2000), Les nucléides cosmogéniques produits in-situ; de nouveaux outils en geomorphologie quantitative. Cosmogenic nuclides produced in situ; new applications in quantitative geomorphology, *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 171(4), 383-396.

- Sieh, K. and L. Knopoff (1996), The repetition of large-earthquake ruptures, *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 93(9), 3764-3771.
- Sims, J. D., J. C. Hamilton, J. R. Arrowsmith (1993), Geomorphic study of earthquake offsets and subsequent landform response along the San Andreas Fault, Carrizo Plain, California, *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 74(43, Suppl.), 612.
- Sims, J. D., C. S. Prentice, D. P. Schwartz and R. S. Yeats (1994), Stream channel offset and abandonment and a 200-year average recurrence interval of earthquakes on the San Andreas Fault at Phelan Creeks, Carrizo Plain, California, *Open-File Report - U S Geological Survey, Report: OF 94-0568*, 170-172.
- Singhvi, A. K., Y. P. Sharma and D. P. Agrawal (1982), Thermoluminescence dating of sand dunes in Rajasthan, India, *Nature (London)*, 295(5847), 313-314.
- Smith and Rhodes (1994), Charge movements in quartz and their relevance to optical dating, *Radiation Measurements*, 23(329-333).
- Sohn, M. F., S. A. Mahan, J. R. Knott and D. D. Bowman (2007), Luminescence ages for alluvial-fan deposits in southern Death Valley; implications for climate-driven sedimentation along a tectonically active mountain front, *Quaternary International*, 166(1), 49-60.
- Solaymani, S., H. Philip, S. Dominguez, K. Hessami, M. Shahpasan Zadeh, M. Foroutan, H. Tabassi and M. Lamothe (accepted), Paleoseismological and morphological evidences of slip variations along the North Tabriz Fault (NW Iran), *Geophysical Journal International*.
- Solaymani, S. (2009), SEISMIC HAZARD ASSESSEMENT FOR TEHRAN, TABRIZ AND ZANDJAN CITIES (NW IRAN) BASED ON MORPHOTECTONICS AND PALEOSEISMOLOGY, *Ph.D Thesis*, University Montpellier 2), 150 p.
- Spencer, J. Q. and R. A. Robinson (2009), Dating intramontane alluvial deposits from NW Argentina using luminescence techniques : Problems and potential, *Geomorphology*, 93(144-155).
- Stein, R. S. (1999), The role of stress transfer in earthquake occurrence, *Nature (London)*, 402(6762), 605-609.
- Stein, R. S., A. A. Barka and J. H. Dieterich (1997), Progressive failure on the North Anatolian Fault since 1939 by earthquake stress triggering, *Geophysical Journal International*, 128(3), 594-604.
- Stokes, S., Bray, H. E., and Blum, M. D. (2001). Optical resetting in large drainage basins; tests of zeroing assumptions using single-aliquot procedures. *Quaternary Science Reviews* 20, 879-885.
- Stone, J. O. (2000), Air pressure and cosmogenic isotope production, *Journal of Geophysical Research*, 105(B10), 23,753-23,759.
- Stuiver, M. and P. M. Grootes (2000), GISP2 oxygen isotope ratios, *Quaternary Research*, 53(3), 277-284.
- Stuiver, M. and P. J. Reimer (1993), Extended (super 14) C data base and revised CALIB 3.0 (super 14) C age calibration program, *Radiocarbon*, 35(1), 215-230.
- Suggate, R. P. (1960), The interpretation of progressive fault displacement of flights of terraces, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 3(3), 364-374.
- Sun, J., S.-H. Li, P. Han and Y. Chen (2006), Holocene environmental changes in the central Inner Mongolia, based on single-aliquot-quartz optical dating and multi-proxy study of dune sands, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 233(1-2), 51-62.
- Tapponnier, P., F. J. Ryerson, J. van der Woerd, A.-S. Meriaux and C. Lasserre (2001), Long-term slip rates and characteristic slip; keys to active fault behaviour and earthquake hazard, *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie II Sciences de la Terre et des Planetes*, 333(9), 483-494.
- Tapponnier, P. and P. Molnar (1979), Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia, and Baykal regions, *Journal of Geophysical Research*, 84(B7), 3425-3459.
- Tapponnier, P. and P. Molnar (1977). Active faulting and tectonics in China, *American Geophysical Union*, Washington, DC, United States (USA).

- Tatar, M., J. Jackson, D. Hatzfeld and E. Bergman (2007), The 2004 May 28 Baladeh earthquake (M (sub w) 6.2) in the Alborz, Iran; overthrusting the South Caspian Basin margin, partitioning of oblique convergence and the seismic hazard of Tehran, *Geophysical Journal International*, 170(1), 249-261.
- Thatcher, W. (1984), The earthquake deformation cycle, recurrence, and the time-predictable model, *Journal of Geophysical Research*, 89(B7), 5674-5680.
- Thomas, P. J., M. Jain, N. Juyal and A. K. Singhvi (2005), Comparison of single-grain and small-aliquot OSL dose estimates in <3000 old river sediments from South India, *Radiation Measurements*, 39(5), 457-469.
- Thomas, D. S. G., M. D. Bateman, D. Mehrshahi and S. L. O'Hara (1997), Development and environmental significance of an eolian sand ramp of last-glacial age, central Iran, *Quaternary Research*, 48(2), 155-161.
- van der Woerd, J., L. A. Owen, P. Tapponnier, X. Xu, F. Kervyn, R. C. Finkel and P. L. Barnard (2004), Giant, approximately M8 earthquake-triggered ice avalanches in the eastern Kunlun Shan, northern Tibet; characteristics, nature and dynamics, *Geological Society of America Bulletin*, 116(3-4), 394-406.
- van der Woerd, J., F. J. Ryerson, P. Tapponnier, A. S. Meriaux, Y. Gaudemer, B. Meyer, B. Finkel, M. W. Caffee and Z. Guoguang (2000), Uniform slip-rate along the Kunlun Fault; implications for seismic behaviour and large-scale tectonics, *Geophysical Research Letters*, 27(16), 2353-2356.
- Van Dissen, R. J., K. R. Berryman, J. R. Pettinga and N. L. Hill (1992), Paleoseismicity of the Wellington-Hutt Valley segment of the Wellington Fault, North Island, New Zealand, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 35(2), 165-176.
- Vassallo, R., M. Jolivet, J. F. Ritz, R. Braucher, C. Larroque, C. Sue, M. Todbileg and D. Javkhlanbold (2007), Uplift age and rates of the Gurvan Bogd System (Gobi-Altay) by apatite fission track analysis, *Earth and Planetary Science Letters*, 259(3-4), 333-346.
- Vassallo, R., J.-F. Ritz, R. Braucher, M. Jolivet, S. Carretier, C. Larroque, A. Chauvet, C. Sue, M. Todbileg, D. L. Bourlès, A. Arzhannikova and S. Arzhannikov (2007), Transpressional tectonics and stream terraces of the Gobi-Altay, Mongolia, *Tectonics*, 26(10.1029/2006TC002081).
- Vassallo, R. (2006), Chronologie et évolution des reliefs dans la région Mongolie-Sibérie: approche morphotectonique et géochronologique, *thèse Université Montpellier 2*, 260.
- Vassallo, R., J.-F. Ritz, R. Braucher and S. Carretier (2005), Dating faulted alluvial fans with cosmogenic ¹⁰Be in the Gurvan Bogd mountain range (Gobi-Altay, Mongolia) : climatic and tectonic implications, *Terra Nova*, 17(3), 278-285, 10.1111/j.1365-3121.2005.00612x.
- Vergnolle, M. (2003), Rhéologie et déformation de la lithosphère continentale : apport de mesures GPS en Asie et de modèles numériques., *Phd thesis - Nice, University Nice-Sophia Antipolis*.
- Vergnolle, M., F. Pollitz and E. Calais (2003), Constraints on the viscosity of the continental crust and mantle from GPS measurements and postseismic deformation models in western Mongolia, *Journal of Geophysical Research*, 108(B10), 14.
- Vermeesch, P. (2007), CosmoCalc; an Excel add-in for cosmogenic nuclide calculations, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(15S), A1064.
- Vernant, P. and J. Chery (2006), Low fault friction in Iran implies localized deformation for the Arabia-Eurasia collision zone, *Earth and Planetary Science Letters*, 246(3-4), 197-206.
- Vernant, P., F. Nilforoushan, J. Chery, R. Bayer, Y. Djamour, F. Masson, H. Nankali, J. F. Ritz, M. Sedighi and F. Tavakoli (2004), Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data, *Earth and Planetary Science Letters*, 223(1-2), 177-185.
- Vernant, P., F. Nilforoushan, D. Hatzfeld, M. R. Abbassi, C. Vigny, F. Masson, H. Nankali, J. Martinod, A. Ashtiani, R. Bayer, F. Tavakoli and J. Chery (2004), Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophysical Journal International*, 157(1), 381-398.h

- Voznesenskii, A. V. (1962), Investigations of the region of the Hangay earthquakes of 1905 in northern Mongolia (In Russian), *Materials from the Department of Physical geographical Society of the URSS*, 1), 50 p.
- Walker, R. T., M. Talebian, R. A. Sloan, A. Rasheedi, M. Fattahi and C. Bryant (2010), Holocene slip-rate on the Gowk strike-slip fault and implications for the distribution of tectonic strain in eastern Iran, *Geophysical Journal International*, 181(1), 221-228.
- Walker, R., M. Fattahi and M. Talebian (2009), Late Quaternary faulting and environmental change in Iran inferred from dating of alluvial fans, river terraces, and lakebeds, *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 41(7), 228.
- Walker, R. T., E. Nissen, E. Molodtsov and A. Bayasgalan (2007), Reinterpretation of the active faulting in Central Mongolia, *Geology*, 35(8), 759-762, 10.1130/G23716A.1.
- Walker, R. T., A. Bayasgalan, R. Carson, R. Hazlett, L. McCarthy, J. Mischler, E. Molodtsov, P. Sarantsetseg, L. Smith, B. Tsogtbadrakh and G. Tzolmon (2006), Geomorphology and structure of the Jid right-lateral strike-slip fault in the Mongolian Altay Mountains, *Journal of Structural Geology*, 28(9), 1607-1622.
- Walker, R. T. and M. M. Khatib (2006), Active faulting in the Birjand region of NE Iran, *Tectonics*, 25(4), 17.
- Walker, R., J. Jackson and C. Baker (2004), Active faulting and seismicity of the Dasht-e-Bayaz region, eastern Iran, *Geophysical Journal International*, 157(1), 265-282.
- Walker, R. T. (2003), Lateral propagation of folding and thrust faulting at Mahan, S.E. Iran.
- Walker, R. and J. Jackson (2002), Offset and evolution of the Gowk Fault, S.E. Iran; a major intra-continental strike-slip system, *Journal of Structural Geology*, 24(11), 1677-1698.
- Wallace, K., G. Yin and R. Bilham (2004), Inescapable slow slip on the Altyn Tagh Fault, *Geophysical Research Letters*, 31(9), 4.
- Wallace, T., G. Zandt, W. Jiao and Anonymous (1997), Modeling the near- and intermediate-terms of the displacement field from deep earthquakes, *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, 78(46, Suppl.), 449.
- Wallace, R. E. (1987), Grouping and migration of surface faulting and variations in slip rates on faults in the Great Basin Province, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(3), 868-876.
- Wallinga, J. (2002), Optically stimulated luminescence dating of fluvial deposits; a review, *Boreas*, 31(4), 303-322.
- Wang, Q., P.-Z. Zhang, J. T. Freymueller, R. Bilham, K. M. Larson, X. Lai, X. You, Z. Niu, J. Wu, Y. Li, Z. Yang and Q. Chen (2001), Present-Day Crustal Deformation in China Constrained by Global Positioning System Measurements, *Science*, 294(574-577), 00007259-200110190-00014.
- Weldon, R. J., K. M. Scharer, T. E. Fumal and G. Biasi (2004), Wrightwood and the earthquake cycle; what a long recurrence record tells us about how faults work, *GSA Today*, 14(9), 4-10.
- Weldon, R. J., II, T. E. Fumal, R. J. Powers, S. K. Pezzopane, K. M. Scharer and J. C. Hamilton (2002), Structure and earthquake offsets on the San Andreas Fault at the Wrightwood, California, paleoseismic site, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(7), 2704-2725.
- Wells, D. L. and K. J. Coppersmith (1994), New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84(4), 974-1002.
- Wetzler, N., S. Marco and E. Heifetz (2010), Quantitative analysis of seismogenic shear-induced turbulence in lake sediments, *Geology (Boulder)*, 38(4), 303-306.
- Wintle, A. G. and A. S. Murray (2006), A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols, *Radiation Measurements*, 41(369-391).
- Wintle, A. G. and A. S. Murray (2000), Quartz OSL; effects of thermal treatment and their relevance to laboratory dating procedures, *Radiation Measurements*, 32(5-6), 387-398.
- Yeats, R. S. and C. S. Prentice (1996), Introduction to special section; paleoseismology, *Journal of Geophysical Research*, 101(B3), 5847-5853.

Zielke, O., J. R. Arrowsmith, L. G. Ludwig and S. O. Akciz (2010), Slip in the 1857 and earlier large earthquakes along the Carrizo Plain, San Andreas Fault, *Science*, 327(5969), 1119-1122.

Zorin (1999), Geodynamics of the weastern part of the Mongoli-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (russia) and Mongolia, *Tectonophysics*, 306(23-56).

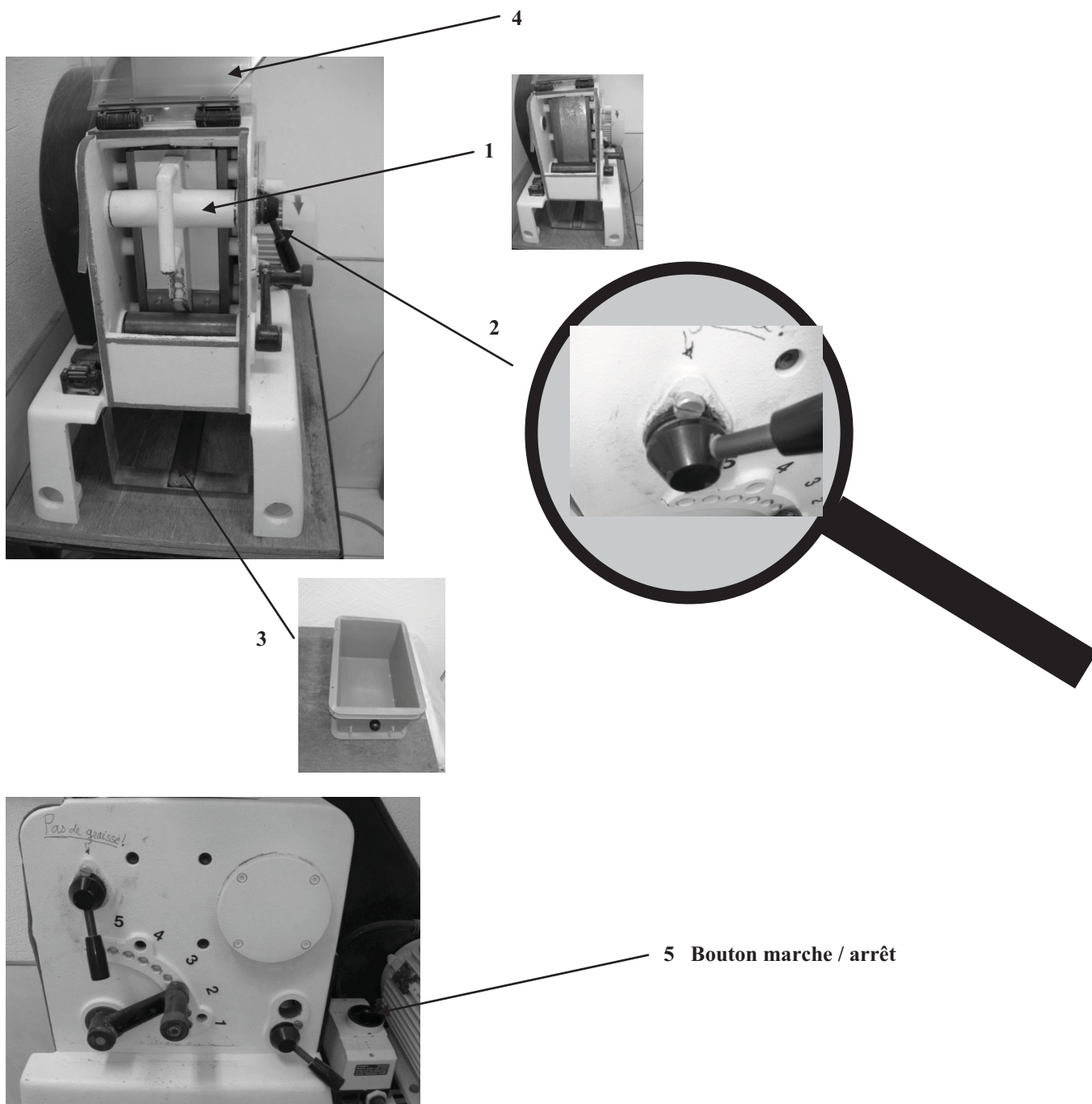
ANNEXE A

- Protocole de préparation du ^{10}Be
- Fiches de préparation échantillons 2007 & 2009

Protocole d'analyse du ^{10}Be in situ dans le quartz

Protocole fourni par ASTER (CEREGE, Aix-en-Provence)

Préparation physique de l'échantillon :



- ➔ Broyage :
- ➔ Tamiser les grains (entre 0,25 mm et 1 mm). *Cette étape permet d'augmenter la surface d'attaque des acides.*
- ➔ Jeter les grains qui sont passés au travers des deux tamis et garder seulement ceux de tailles comprises entre 0,25 mm et 1 mm.

Nettoyage des échantillons : obtention de quartz pur.

- ➔ Prendre une bouteille de 250 mL.
- ➔ Verser environ 100 g de grains tamisés dans la bouteille
- ➔ Peser la masse de la bouteille contenant les 100 g de grains environ + son bouchon.
- ➔ Introduire de l'eau milli-Q dans les bouteilles et mélanger pour bien mouiller les grains.
- ➔ Ajouter 1/3 d'acide chlorhydrique (HCl) à 37 %.
- ➔ Ajouter 2/3 d'acide H_2SiF_6 à 34 %.
- ➔ Renouveler la purification autant de fois que nécessaire jusqu'à obtention de quartz pur.
- ➔ Agiter en continu pendant 24 h.
- ➔ Sécher l'échantillon au four à 80°C pendant 24h.
- ➔ Peser ensuite l'échantillon (bouteille pleine + bouchon) et noter la masse.

Elimination du ^{10}Be atmosphérique

- ➔ Introduire dans la bouteille de l'eau milli-Q jusqu'à environ 0,5 mm – 1 cm au-dessus du niveau des grains.
- ➔ Verser la quantité préalablement calculée de HF dans la bouteille.
- ➔ Agiter en continu pendant 24 h.
- ➔ Vider la phase liquide.
- ➔ Renouveler cette dissolution au HF 2 fois.
- ➔ Sécher les échantillons au four à 80°C pendant 24h.
- ➔ Garder une partie du quartz décontaminé en réserve dans un sac en plastique et récupérer environ 40 g de quartz pour la dissolution totale.

Ajout de l'entraîneur

- ➔ Agiter la solution d'entraîneur afin de bien l'homogénéiser.
- ➔ Prélever 100 μL d'entraîneur avec un embout de pipette propre et les introduire
- ➔ Noter la valeur de la masse.

Cet entraîneur permet de mesurer une quantité pondérale et de fixer le rapport $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ que l'on mesure au spectromètre de masse.

Dissolution totale du quartz

- ➔ Mettre sous agitation continue pendant 24 h.
- ➔ S'il reste dans les bouteilles des résidus :
 - Quelques résidus : transvaser la solution de HF dans une bouteille propre et verser dans celle contenant les résidus une faible quantité de HF et mettre à agiter quelques heures pour les dissoudre.
 - S'il reste beaucoup de résidus, transvaser la solution de HF dans une bouteille propre. Laver les résidus trois fois à l'eau milli-Q (les eaux de rinçage sont ajoutées à la solution de HF). Sécher les résidus non-dissous et les peser ; en déduire la masse de quartz dissoute :

La masse de quartz dissoute correspond à la quantité de silice dans laquelle se fabrique le Béryllium in situ par réaction du rayonnement cosmique avec l'oxygène de la silice ; ayant été dissoute par l'acide fluorhydrique.

Evaporation du HF et récupération du Be

- ➔ Introduire la solution d'HF dans un bécher en téflon et laisser évaporer à sec à 250 °C sur plaque chauffante.
- ➔ Ajouter 5 mL de HF 48 % et laisser évaporer à sec.
- ➔ Ajouter 5 mL de HF 48 % et laisser évaporer à sec.
- ➔ Ajouter 5 mL de HF 48 % et laisser évaporer à sec.
- ➔ Ajouter 5 mL D'HClO₄ (70 %) et laisser évaporer à sec à 200 °C.
- ➔ Récupérer l'échantillon avec 3 mL d'HCl à 7 mol.L⁻¹.
- ➔ Transférer le contenu dans le tube à centrifuger.
- ➔ Peser la masse du tube à centrifuger + solution.
- ➔ Prélever un aliquot de 500 µL, les introduire dans le microtube, peser le microtube + solution et noter sa masse.

Précipitation du Be

Cette étape permet de séparer le Béryllium des autres éléments traces et d'obtenir le Béryllium sous forme d'un précipité (Be(OH)₂).

- ➔ Ajouter goutte à goutte une solution d'ammoniaque (NH₄OH) aqueuse à 32 % tout en agitant la solution au moyen d'une baguette en plastique, jusqu'à ce que le précipité se soit formé (de la couleur jaune on passe à une couleur jaune pâle / blanc).
- ➔ Lorsque la couleur vire, contrôler le pH à l'aide de papier pH ; celui-ci doit être de 8/9. S'il est trop élevé ajouté quelques gouttes de HCl.
- ➔ Centrifuger 5 min.
- ➔ Ajouter quelques gouttes de NH₄OH dans le tube afin de vérifier que tout le Béryllium ait bien précipité. Si un précipité se forme à nouveau, re-centrifuger 5 min et vérifier que cette fois-ci tout ait précipité.
- ➔ Jeter la solution et garder le précipité.
- ➔ Laver le précipité avec de l'eau à pH 8/9.
- ➔ « Vortexer » afin de casser le précipité pour bien le rincer.
- ➔ Centrifuger 5 min.
- ➔ Jeter la solution de rinçage.
- ➔ Ajouter 1,5 mL de solution d'HCl à 10,2 mol.L⁻¹ avec une pipette jetable pour dissoudre le précipité.

Elimination des cations métalliques et anions : séparation sur résines échangeuses d'ions :

Résine échangeuse d'anions : séparation du Be du Fe et du Mn

- ➔ Mettre un morceau de laine de téflon au fond de la colonne à l'aide d'une tige en verre.
- ➔ Introduire la résine DOWEX 1*8 (SERVA 100-200 mesh)
- ➔ Mesurer environ 20 mL d'eau dans une éprouvette en plastique.
- ➔ Verser ces 20 mL avec une pipette jetable au-dessus de la résine.
- ➔ Mesurer 20 mL d'HCl à 10,2 mol.L⁻¹ dans une éprouvette en plastique.
- ➔ conditionner la résine avec ces 20 mL d'HCl à 10,2 mol.L⁻¹.
- ➔ Utiliser une pipette jetable propre pour injecter l'échantillon et se préparer pour l'injection.

- ➔ Mettre un nouveau bécher récupérateur en verre sous la colonne dès que l'échantillon est injecté
- ➔ Mesurer 18 mL d'HCl à $10,2 \text{ mol.L}^{-1}$ et les injecter dans la colonne.
- ➔ Une fois l'élution terminée, évaporer la solution jusqu'à environ 3 mL.
- ➔ Transférer la solution dans un tube à centrifuger
- ➔ Ajouter une solution aqueuse de NH_4OH à 32 % jusqu'à formation d'un précipité puis contrôler le pH de la solution à l'aide de papier pH : celui-ci doit être de 8/9. S'il est trop élevé ajouté quelques gouttes de HCl.
- ➔ Centrifuger 5 min, jeter la solution.
- ➔ Dissoudre le précipité dans 1,5 mL de solution de HCl à 1 mol.L^{-1} et « vortexer » pour bien dissoudre le précipité.

Résine échangeuse de cations : Séparation du Be et du B

- ➔ Mettre le morceau de laine de téflon au fond de la colonne
- ➔ Introduire la résine DOWEX 50W*8 (100-200 mesh) dans un bécher en plastique contenant de l'eau.
- ➔ Mesurer environ 20 mL d'eau dans une éprouvette en plastique et les injecter.
- ➔ Mesurer 30 mL de solution d'HCl à 1 mol.L^{-1} et conditionner la résine avec ces 30 mL.
- ➔ Utiliser une pipette jetable propre pour injecter l'échantillon.
- ➔ Laisser l'échantillon s'éluer.
- ➔ Mesurer 40 mL d'HCl à 1 mol.L^{-1} et les introduire
- ➔ Mesurer 115 mL de solution d'acide chlorhydrique à 1 mol.L^{-1} dans une éprouvette en plastique pour éluer le Be.
- ➔ Mettre un nouveau bécher récupérateur sous la colonne dès que l'élution de ces 115 mL commence.
- ➔ Evaporer les solutions contenant le Be jusqu'à environ 3 mL.
- ➔ Ajouter une solution aqueuse de NH_4OH à 32 % jusqu'à formation d'un précipité puis contrôler le pH de la solution à l'aide de papier pH : celui-ci doit être de 8/9. S'il est trop élevé ajouté quelques gouttes de HCl.
- ➔ Centrifuger 5 min, jeter la solution.
- ➔ Recommencer les trois étapes précédentes deux fois.
- ➔ Dissoudre le précipité dans 200 μL de solution de HNO_3 à 69 %.
- ➔ « Vortexer » et transférer la solution dans un creuset en quartz préalablement lavé dans une solution de HNO_3 dilué.
- ➔ Evaporer la solution à sec à 250°C puis mettre pendant 10 minutes à 400°C .
- ➔ Oxyder les résidus de Béryllium (BeO) pendant 2 h minimum à 900°C dans le four à moufle lors de l'utilisation de creuset en quartz.
- ➔ Cathoder.
- ➔ Analyser à l'accélérateur.

sample	Masse de la bouteille	Masse de Quartz	Efficacité de HF 40%(g/ml)	Masse quartz plus bouteille avant reserve	Quartz mis en réserve	Masse quartz plus bouteille apres reserve	Masse de quartz pour HF5	Dissolution totale HF-5 theorique+30	Flacon+ Résidus	Masse des Résidus	Quartz total Dissous 10Be	spike	sample
M07-01	31.8165	56.103	0.488	87.9196	13.116	74.804	42.987	160	33.7376	1.9211	41.066	0.10096	M07-01
M07-02	31.951	54.082	0.478	86.0326	11.459	74.573	42.622	160	35.0546	3.1036	39.519	0.1012	M07-02
M07-03	32.0209	19.356	0.685	51.3771	0.000	51.377	19.356	83	33.6659	1.645	17.711	0.1015	M07-03
M07-04	32.026	24.926	0.699	56.9522	0.000	56.952	24.926	98	32.7714	0.7454	24.181	0.1016	M07-04
M07-05	32.2112	37.786	0.523	69.9974	13.798	56.199	23.988	101	-32.2112	-32.2112	23.988	0.1013	M07-05
M07-06	32.0417	38.607	0.579	70.6486	12.712	57.937	25.895	104	32.2629	0.2212	25.674	0.1012	M07-06
M07-07	32.1465	47.626	0.436	79.7725	13.389	66.384	34.237	138	-32.1465	-32.1465	34.237	0.1013	M07-07
M07-08	31.8757	59.829	0.527	91.7046	21.732	69.973	38.097	142	33.8202	1.9445	36.153	0.1011	M07-08
M07-09	32.2074	59.914	0.561	92.1213	24.801	67.320	35.113	132	33.9048	1.6974	33.415	0.1013	M07-09
M07-10	31.9859	25.232	0.554	57.2177	0.000	57.218	25.232	103	32.5849	0.599	24.633	0.1012	M07-10
M07-11	31.0463	25.769	0.538	56.8149	0.000	56.815	25.769	105	33.0458	1.9995	23.769	0.1004	M07-11
M07-12	31.9025	36.586	0.553	68.4883	11.816	56.672	24.770	102	36.1983	4.2958	20.474	0.1013	M07-12
M07-13	32.1157	46.440	0.450	78.5555	13.347	65.208	33.092	133	-32.1157	-32.1157	33.092	0.1013	M07-13
M07-14	31.0495	15.042	0.614	46.0916	0.000	46.092	15.042	72	32.7715	1.722	13.320	0.1012	M07-14
M07-15	32.0486	32.964	0.679	65.0123	11.290	53.722	21.674	89	32.1202	0.0716	21.602	0.1012	M07-15
M07-16	31.9072	58.578	0.550	90.4850	21.043	69.442	37.535	139	32.7673	0.8601	xxx	xxx	M07-16
M07-17	32.1507	37.216	0.532	69.3669	10.311	59.056	26.905	109	35.0519	2.9012	24.004	0.1009	M07-17
M07-18	32.0714	25.312	0.615	57.3832	0.000	57.383	25.312	101	33.0435	0.9721	24.340	0.1013	M07-18
M07-19	32.0369	42.039	0.481	74.0759	13.781	60.295	28.258	116	32.5049	0.468	27.790	0.101	M07-19
M07-20	32.0509	53.554	0.477	85.6048	14.814	70.791	38.740	148	32.3754	0.3245	38.416	0.1011	M07-20
M07-21	32.1612	45.286	0.508	77.4473	15.013	62.435	30.273	120	33.5029	1.3417	28.932	0.1009	M07-21
M07-22	32.0821	38.924	0.626	71.0058	15.880	55.126	23.044	94	33.1218	1.0397	22.004	0.1005	M07-22
M07-23	31.946	58.058	0.514	90.0042	22.908	67.097	35.151	135	-31.946	-31.946	35.151	0.1011	M07-23
M07-24	32.0082	22.777	0.645	54.7853	0.000	54.785	22.777	93	35.189	3.1808	19.596	0.1011	M07-24
M07-25	32.082	44.938	0.608	77.0200	18.671	58.349	26.267	104	35.0991	3.0171	23.250	0.1012	M07-25
M07-26	32.0724	36.804	0.525	68.8767	8.465	60.412	28.339	114	32.3609	0.2885	28.051	0.1012	M07-26
M07-27	32.0703	48.648	0.515	80.7178	13.925	66.792	34.722	133	33.279	1.2087	33.513	0.1015	M07-27
M07-28	31.9396	41.260	0.539	73.1993	14.229	58.970	27.031	109	-31.9396	-31.9396	27.031	0.101	M07-28
M07-29	32.0764	38.240	0.578	70.3161	9.640	60.6758	28.599	112	36.6426	4.5662	24.033	0.1012	M07-29
M07-30	32.0169	40.280	0.511	72.2970	14.584	57.713	25.696	107	-32.0169	-32.0169	25.696	0.1009	M07-30
M07-31	32.0455	24.901	0.649	56.9466	0.000	56.947	24.901	99	38.08	6.0345	18.867	0.1009	M07-31
M07-32	32.1053	36.543	0.561	68.6483	5.264	63.385	31.279	120	32.3788	0.2735	31.006	0.1006	M07-32
M07-33	31.9529	36.857	0.520	68.8102	10.972	57.838	25.885	107	-31.9529	-31.9529	25.885	0.1008	M07-33
M07-34	32.0546	36.816	0.562	68.8706	13.251	55.620	23.565	98	-32.0546	-32.0546	23.565	0.1012	M07-34
M07-35	32.0153	21.486	0.680	53.5012	0.000	53.501	21.486	89	-32.0153	-32.0153	21.486	0.1012	M07-35
M07-36	32.0123	25.369	0.618	57.3813	4.778	52.604	20.591	88	-32.0123	-32.0123	20.591	0.1015	M07-36
M07-37	32.0628	40.656	0.624	72.7188	15.714	57.005	24.943	100	-32.0628	-32.0628	24.943	0.1009	M07-37
M07-38	31.9934	17.787	0.729	49.7799	0.000	49.780	17.787	78	-31.9934	-31.9934	17.787	0.1014	M07-38
M07-39	31.6389	18.090	0.717	49.7290	0.000	49.729	18.090	79	-31.6389	-31.6389	18.090	0.1016	M07-39
M07-40	32.0824	34.466	0.606	66.5482	15.270	51.279	19.196	84	-32.0824	-32.0824	19.196	0.1012	M07-40
M07-41	32.1016	16.019	0.752	48.1210	0.000	48.121	16.019	73	-32.1016	-32.1016	16.019	0.1013	M07-41

sample	Masse de la bouteille	Masse de Quartz	Efficacité de HF 40%(g/ml)	Masse quartz plus bouteille avant reserve	Quartz mis en réserve	Masse quartz plus bouteille apres reserve	Masse de quartz pour HF5	Dissolution totale HF-5 theorique+30	Flacon+ Résidus	Masse des Résidus	Quartz total Dissous 10Be	Spike	sample	Chimie
BOL09-1	31.9488	25.284	0.564	57.233	7.481	49.753	17.804	81		-31.9488	17.804	0.10226	BOL09-1	R1+R2
BOL09-2	31.9055	31.318	0.538	63.224	14.517	48.706	16.801	79		-31.9055	16.801	0.10061	BOL09-2	R1+R2
BOL09-3	31.9749	27.592	0.675	59.567	10.488	49.079	17.104	77		-31.9749	17.104	0.10239	BOL09-3	R1+2*R2
BOL09-4	32.0226	16.682	0.528	48.705	0.000	48.705	16.682	79		-32.0226	16.682	0.13911	BOL09-4	R1+2*R2
BOL09-5	31.8667	25.249	0.608	57.115	0.000	57.115	25.249	101	32.80655	0.93985	24.309	0.09962	BOL09-5	R1+R2
BOL09-6	32.1857	23.196	0.644	55.382	0.000	55.382	23.196	94	32.48552	0.29982	22.896	0.13551	BOL09-6	R1+2*R2
BOL09-7	32.0087	11.503	0.601	43.512	-0.080	43.592	11.583	63		-32.0087	11.583	0.10254	BOL09-7	R1+2*R2
BOL09-8	32.0413	12.530	0.509	44.572	0.000	44.572	12.530	67		-32.0413	12.530	0.13812	BOL09-8	R1+R2
BOL09-9	31.8954	24.308	0.523	56.203	8.717	47.486	15.591	76		-31.8954	15.591	0.1385	BOL09-9	R1+2*R2
BOL09-10	31.6264	67.416	0.473	99.042	46.428	52.615	20.988	94		-31.6264	20.988	0.10251	BOL09-10	R1+2*R2
BOL09-11	31.9203	-31.920	0.000											
BOL09-12	32.009	14.085	0.474	46.094	0.000	46.094	14.085	73		-32.009	14.085	0.14	BOL09-12	R1+2*R2
BOL09-13	32.0467	-32.047	0.000											
BOL09-14	31.9645	27.957	0.600	59.922	7.329	52.593	20.629	88		-31.9645	20.629	0.10305	BOL09-14	R1+2*R2
BOL09-15	31.9122	33.721	0.621	65.633	13.659	51.974	20.061	86		-31.9122	20.061	0.13812	BOL09-15	R1+2*R2
BOL09-16	32.0107	13.293	0.637	45.304	0.000	45.304	13.293	67		-32.0107	13.293	0.1023	BOL09-16	R1+R2
BOL09-17	31.952	19.590	0.640	51.542	0.000	51.542	19.590	84		-31.952	19.590	0.1023	BOL09-17	R1+2*R2
BOL09-18	31.916	9.023	0.371	40.939	0.000	40.939	9.023	60		-31.916	9.023	0.13938	BOL09-18	R1+R2
BOL09-19	31.9269	16.863	0.368	48.790	0.000	48.790	16.863	87		-31.9269	16.863	0.13782	BOL09-19	R1+R2
BOL09-20	31.9662	11.212	0.406	43.179	0.000	43.179	11.212	66		-31.9662	11.212	0.09964	BOL09-20	R1+R2
BOL09-21	32.1008	18.972	0.505	51.073	0.000	51.073	18.972	87		-32.1008	18.972	0.13899	BOL09-21	2*R1+2*R2
BOL09-22	31.0124	83.370	0.516	114.382	64.724	49.658	18.645	85		-31.0124	18.645	0.10229	BOL09-22	R1+2*R2
BOL09-23	31.9904	18.879	0.253	50.869	0.000	50.869	18.879	105		-31.9904	18.879	0.13836	BOL09-23	R1+R2
BOL09-24	32.0074	26.291	0.406	58.298	9.806	48.492	16.485	83		-32.0074	16.485	0.09563	BOL09-24	R1+2*R2
BOL09-25	32.04	22.886	0.652	54.926	0.000	54.926	22.886	93		-32.04	22.886	0.13855	BOL09-25	R1+R2
BOL09-26A	31.9962	2.571	0.885	34.567	0.000	34.567	2.571	37		-31.9962	2.571	0.10252	BOL09-26A	R1+R2
BOL09-26B	31.95	11.876	0.766	43.826	0.000	43.826	11.876	62		-31.95	11.876	0.13914	BOL09-26B	R1+R2
BOL09-27	32.0302	14.211	0.711	46.241	0.000	46.241	14.211	68		-32.0302	14.211	0.13491	BOL09-27	R1+2*R2
BOL09-28	31.1464	5.178	0.714	36.324	0.000	36.324	5.178	44		-31.1464	5.178	0.11133	BOL09-28	R1+2*R2
BOL09-29	32.0529	4.136	0.872	36.189	0.000	36.189	4.136	41		-32.0529	4.136	0.10272	BOL09-29	R1+R2
BOL09-30	32.1391	5.743	0.812	37.882	0.000	37.882	5.743	45		-32.1391	5.743	0.10227	BOL09-30	R1+R2
BOL09-31	32.0365	10.021	0.799	42.058	0.000	42.058	10.021	56		-32.0365	10.021	0.13946	BOL09-31	R1+R2
BOL09-32	32.0405	6.096	0.840	38.136	0.000	38.136	6.096	46		-32.0405	6.096	0.11044	BOL09-32	R1+2*R2
BOL09-33	32.0193	5.212	0.832	37.231	0.000	37.231	5.212	44		-32.0193	5.212	0.13773	BOL09-33	R1+R2
BOL09-34	32.1203	9.503	0.596	41.623	0.000	41.623	9.503	57		-32.1203	9.503	0.14002	BOL09-34	R1+R2
BOL09-35	32.0467	4.497	0.544	36.544	0.000	36.544	4.497	43		-32.0467	4.497	0.13704	BOL09-35	R1+R2


ANNEXE B

**-Protocole de préparation des échantillons de
Luminescence**


- Résultats et statistiques sur les fractions de quartz.

Mongolie et Iran


Pretreatment Worksheet For IRSL/OSL samples (all grain sizes)

	Beaker	A	B	C	D	E	F
	Sample ID						
	Date Began						
	Date Finished						
Customer sample name							
Tube or bag full?							
Remove 2.5 cm all around, discard							
Use ½ if sandy (100 g or less)							
Use ¼ if silty/clay (65 g or less)							
Save any?							
Dry sieve to 30 mesh if seen carbonate pebbles, clay balls or twigs?							
Sample to 1000 ml beaker							
Add 4N HCL until sample saturated							
Stir, break up clods using ultrasonic							
Let sit for 45-60 minutes							
Add 4N HCL to see if any reaction							
additional 4N HCl aliquots, ultrasonic							
add deionized water, wait 2 hours							
Pour H ₂ O out							
100 ml 35% H ₂ O ₂ for 2 hrs, ultrasonic							
add 100 mls H ₂ O ₂ overnight							
add deionized water, wait 2 hours							
Pour H ₂ O-H ₂ O ₂ solution out							
More deionized (500 ml), wait 2 hrs							
Pour out, dilute extensively in tap water							
100 ml Na pyrophosphate							
stir, break up clods							
Overnight or 2 hour wait							
sieve through 60 mesh (top), 80 mesh, 100 mesh and 120 mesh and 170 mesh (bottom)							
Transfer 1000 ml of slurry in bucket to graduated cylindar							
Grams of >250 µ? (>60 mesh)							
Grams of 250-180 µ? (60-80 mesh)							
Grams of 180-150 µ? (80-100 mesh)							
Grams of 150-125 µ? (100-120 mesh)							
Grams of 125-105 µ? (120-140 mesh)							
Grams of 105-90 µ? (140-170 mesh)							
Dried and stored							

Silt Separation Worksheet For IRSL samples (fine-grain)

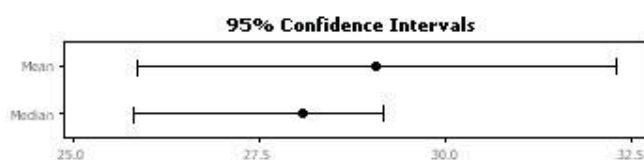
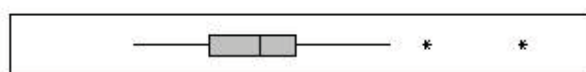
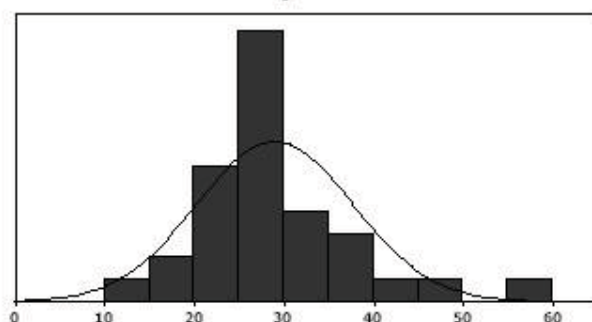
	Beaker	A	B	C	D	E	F
	Sample ID Date Begun Date Finished						
Lab sample name Transfer <63 µm slurry to 1000 ml graduate cylinder (add H ₂ O to fill 1000 ml if needed) cover with parafilm, upend briefly let sample sit for 60-50 minutes							
decant liquid to another beaker 1000 ml if possible							
Let sample sit for 3 hours (or more) Aspirate off all liquid remix rest, ready to centrifuge if sample has high clay content remix with H ₂ O, let sit 3 hours decant liquid (washing out clays) (You may have to rewash many x's)							
30 ml to each 40 ml centrifuge tube centrifuge settings: 7 for 3 seconds then 3 for 15 seconds (1390 rpms) throw out liquid, save sediment (spot on bottom of tube) repeat until sample separated							
wash in H ₂ O 3 times wash in methanol 3 times transfer 1 tube to 8 oz. bottle hold to light, shadow of finger should be barely visible behind bottle adjust accordingly (1.5-2.0 mg/ml) store excess in another 8 oz. bottle							
Multiple platings potential?? One or two platings?? Less than one plating??							

Sand Separation Worksheet For Blue-light OSL samples (coarse-grain)

							
	Beaker	A	B	C	D	E	F
Sample ID							
Date Begun							
Date Finished							
LST prep: Feldspar Heavy Liquid (2.57-2.58) Quartz Heavy Liquid (2.64-2.67) 2.68 bead should barely float above the bottom							
Tubes 1½ cm in diameter with lids, filled with <3.5 g sample Fill tubes half full of 2.57-2.58 LST Stir vigorously Centrifuge 10 minutes at next highest setting (5 or 6) Clear middle should result Stir and centrifuge again if muddy (could also be too much sample or clays)							
Immerse bottom in liquid Nitrogen until grains and LST frozen Rinse top unfrozen grains out with deionized H ₂ O, rinse grains 2-3 x Dry (30°C) overnight, no clumping!! Check to make sure grains loose otherwise rinse until LST all gone							
FELDSPARS READY FOR ANALYSIS							
Rinse and dry bottom portion now Follow above technique! Additional Frantz prep may be done Throw out bottom heavy minerals (unless customer wants them)							
HF ETCH: 50% HF, just cover sample in Teflon dish, stir every 5 minutes for 30 min. Let sit for 10 min. (Total 40 minutes) Dilute w/ deionized H ₂ O 5 x, allowing grains to settle each time 6N HCl to cover sample 5 minutes rinse 3x, no clumping!! Ultrasonic Dry overnight Reseive to separate broken plag							
QUARTZ READY FOR ANALYSIS							

RESULTATS QUARTZ MONGOLIE

Summary for UB-OSL1



Anderson-Darling Normality Test

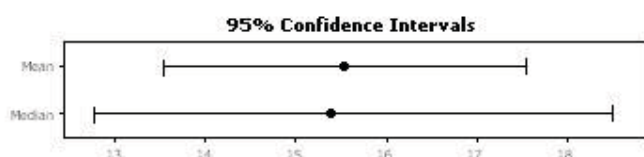
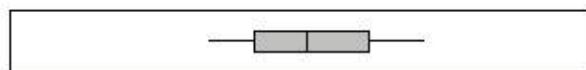
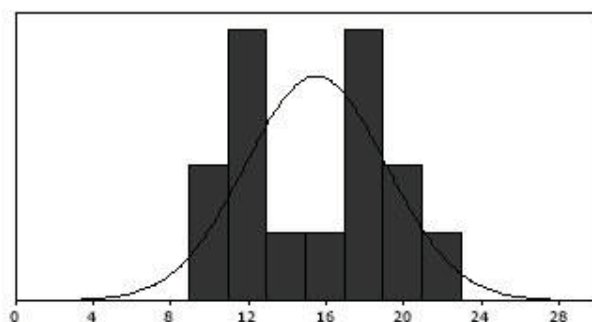
A-Squared 1.02
P-Value 0.010

Mean 29.094
StDev 8.745
Variance 76.479
Skewness 1.32006
Kurtosis 2.86999
N 31

Minimum 13.800
1st Quartile 22.400
Median 28.100
3rd Quartile 32.100
Maximum 57.500

95% Confidence Interval for Mean
25.886 32.301
95% Confidence Interval for Median
25.838 29.185
95% Confidence Interval for StDev
6.988 11.690

Summary for UB-OSL2



Anderson-Darling Normality Test

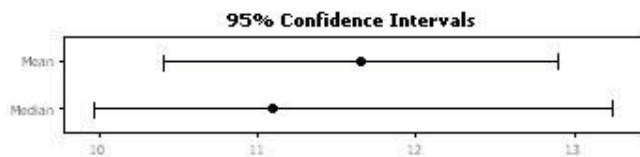
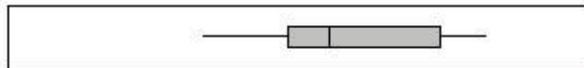
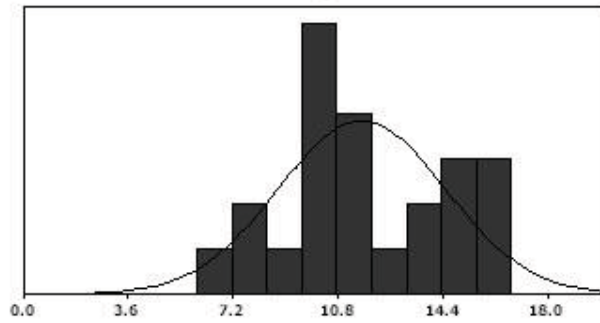
A-Squared 0.54
P-Value 0.139

Mean 15.553
StDev 3.620
Variance 13.101
Skewness 0.01886
Kurtosis -1.48906
N 15

Minimum 10.300
1st Quartile 12.700
Median 15.400
3rd Quartile 18.600
Maximum 21.500

95% Confidence Interval for Mean
13.549 17.558
95% Confidence Interval for Median
12.775 18.525
95% Confidence Interval for StDev
2.650 5.708

Summary for UB-OSL3



Anderson-Darling Normality Test

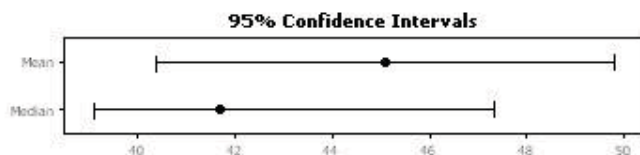
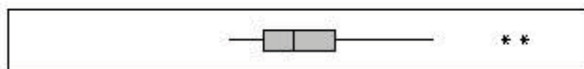
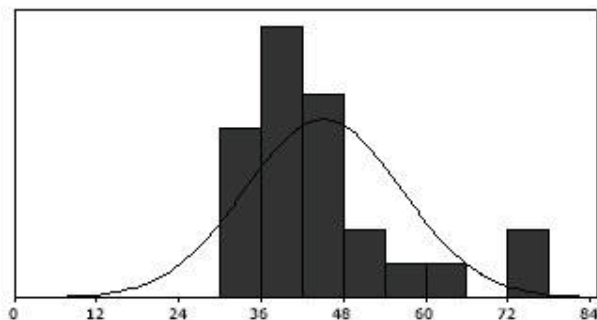
A-Squared 0.38
P-Value 0.383

Mean 11.661
StDev 2.874
Variance 8.262
Skewness 0.111384
Kurtosis -0.973513
N 23

Minimum 6.700
1st Quartile 9.700
Median 11.100
3rd Quartile 14.900
Maximum 16.500

95% Confidence Interval for Mean
10.418 12.904
95% Confidence Interval for Median
9.969 13.255
95% Confidence Interval for StDev
2.223 4.068

Summary for UB-OSL4



Anderson-Darling Normality Test

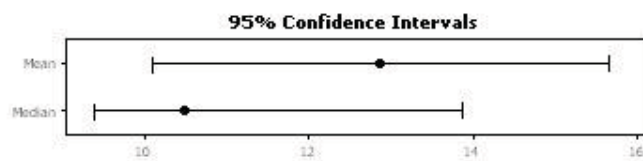
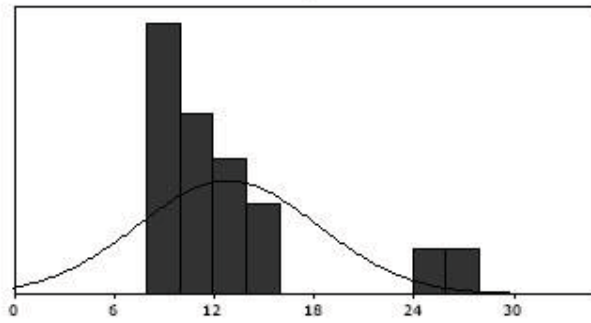
A-Squared 1.11
P-Value 0.005

Mean 45.112
StDev 11.400
Variance 129.971
Skewness 1.39316
Kurtosis 1.74384
N 25

Minimum 32.200
1st Quartile 37.550
Median 41.700
3rd Quartile 47.800
Maximum 75.300

95% Confidence Interval for Mean
40.406 49.818
95% Confidence Interval for Median
39.100 47.321
95% Confidence Interval for StDev
8.902 15.860

Summary for BI-OSL5



Anderson-Darling Normality Test

A-Squared 1.93
P-Value < 0.005

Mean 12.888
StDev 5.413
Variance 29.299
Skewness 2.00304
Kurtosis 3.36952
N 17

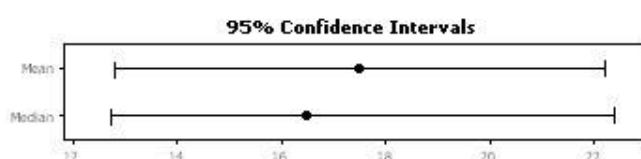
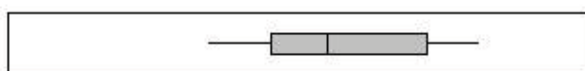
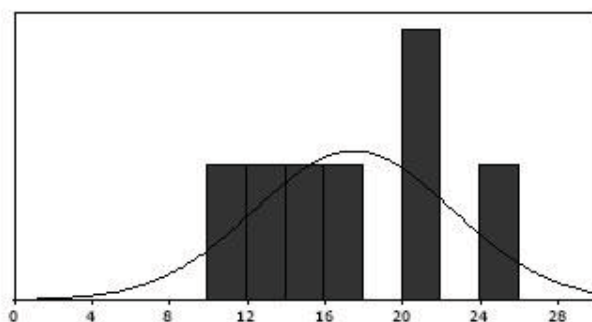
Minimum 9.000
1st Quartile 9.250
Median 10.500
3rd Quartile 13.950
Maximum 27.000

95% Confidence Interval for Mean
10.105 **15.671**

95% Confidence Interval for Median
9.410 **13.874**

95% Confidence Interval for StDev
4.031 **8.238**

Summary for BOL09-11



Anderson-Darling Normality Test

A-Squared 0.25
P-Value 0.630

Mean 17.529
StDev 5.081
Variance 25.819
Skewness 0.01504
Kurtosis -1.45001
N 7

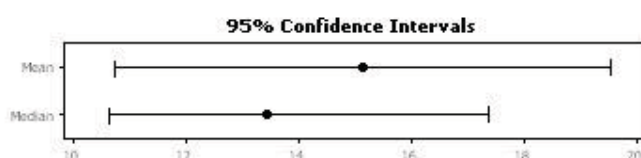
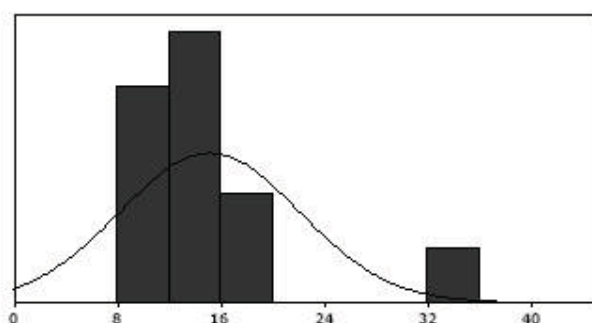
Minimum 10.400
1st Quartile 13.600
Median 16.500
3rd Quartile 21.700
Maximum 24.400

95% Confidence Interval for Mean
12.829 22.228

95% Confidence Interval for Median
12.747 22.420

95% Confidence Interval for StDev
3.274 11.189

Summary for BOL09-21



Anderson-Darling Normality Test

A-Squared 1.06
P-Value 0.006

Mean 15.175
StDev 6.953
Variance 48.346
Skewness 2.34629
Kurtosis 6.61233
N 12

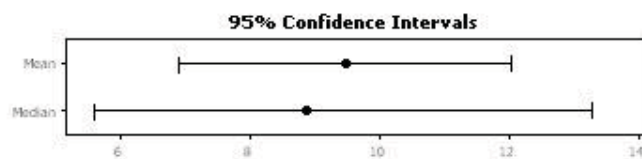
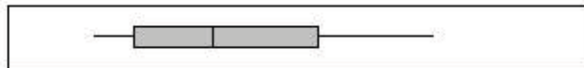
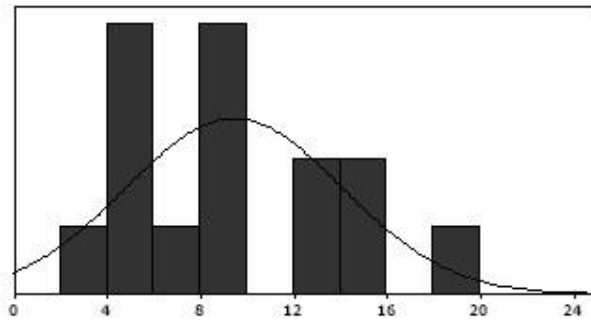
Minimum 9.100
1st Quartile 10.650
Median 13.450
3rd Quartile 17.450
Maximum 35.000

95% Confidence Interval for Mean
10.757 19.593

95% Confidence Interval for Median
10.668 17.421

95% Confidence Interval for StDev
4.926 11.806

Summary for BOL09-22



Anderson-Darling Normality Test

A-Squared 0.43
P-Value 0.267

Mean 9.4933
StDev 4.6225
Variance 21.3678
Skewness 0.522755
Kurtosis -0.886807
N 15

Minimum 3.7000
1st Quartile 5.5000
Median 8.9000
3rd Quartile 13.4000
Maximum 18.4000

95% Confidence Interval for Mean

6.9335 12.0532

95% Confidence Interval for Median

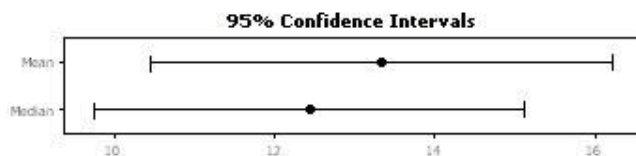
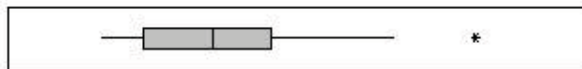
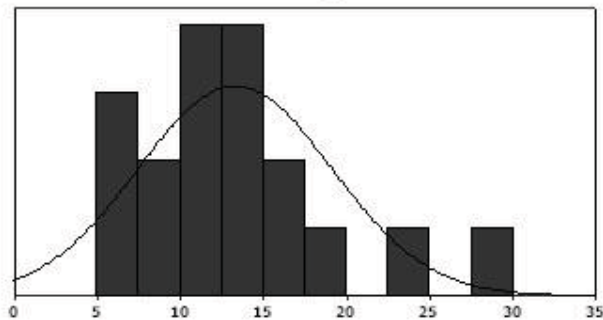
5.6121 13.3253

95% Confidence Interval for StDev

3.3843 7.2902

RESULTATS QUARTZ IRAN

Summary for AS08-OSL2



Anderson-Darling Normality Test

A-Squared 0.49
P-Value 0.190

Mean 13.344
StDev 5.811
Variance 33.773
Skewness 1.08952
Kurtosis 1.37122
N 18

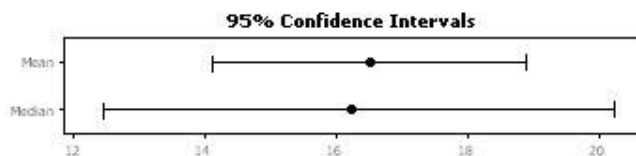
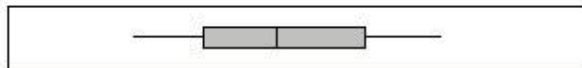
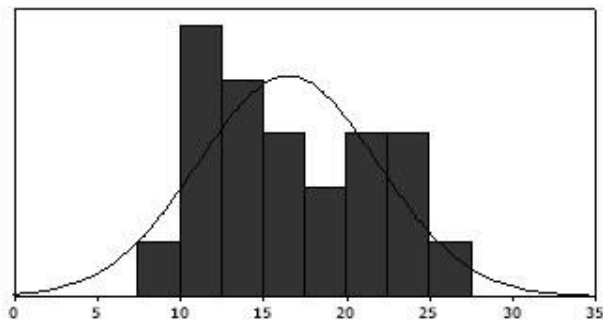
Minimum 5.600
1st Quartile 8.200
Median 12.450
3rd Quartile 15.975
Maximum 28.200

95% Confidence Interval for Mean
10.454 16.234

95% Confidence Interval for Median
9.750 15.127

95% Confidence Interval for StDev
4.361 8.712

Summary for AS08-OSL3



Anderson-Darling Normality Test

A-Squared 0.51
P-Value 0.173

Mean 16.523
StDev 5.398
Variance 29.138
Skewness 0.28458
Kurtosis -1.13280
N 22

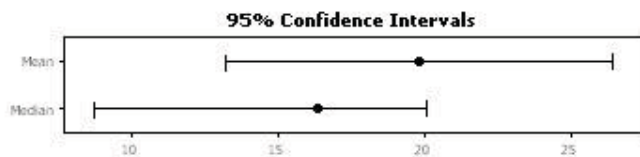
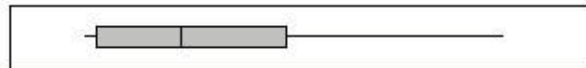
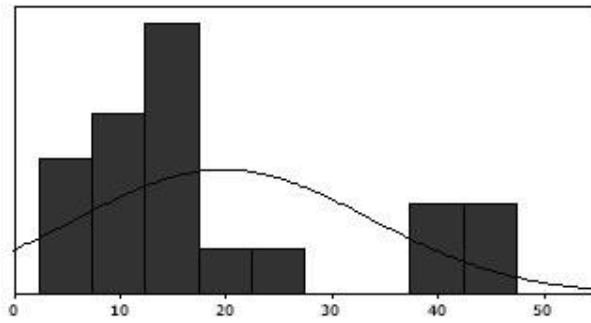
Minimum 7.600
1st Quartile 11.875
Median 16.250
3rd Quartile 21.600
Maximum 26.200

95% Confidence Interval for Mean
14.129 18.916

95% Confidence Interval for Median
12.484 20.238

95% Confidence Interval for StDev
4.153 7.714

Summary for AS08-OSL5



Anderson-Darling Normality Test

A-Squared 1.56
P-Value < 0.005

Mean 19.863
StDev 13.773
Variance 189.685
Skewness 1.10813
Kurtosis -0.20827
N 19

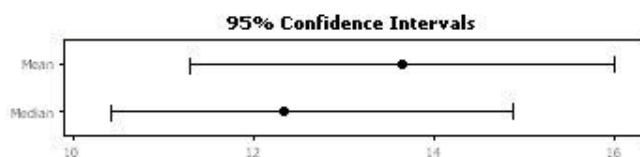
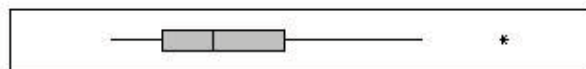
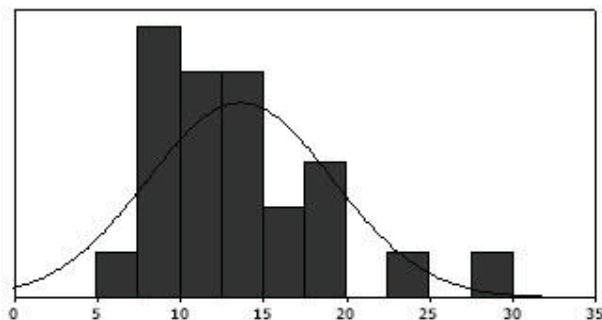
Minimum 7.100
1st Quartile 8.300
Median 16.400
3rd Quartile 26.200
Maximum 46.800

95% Confidence Interval for Mean
13.225 26.501

95% Confidence Interval for Median
8.732 20.152

95% Confidence Interval for StDev
10.407 20.367

Summary for AS08-OSL7



Anderson-Darling Normality Test

A-Squared 0.72
P-Value 0.052

Mean 13.650
StDev 5.558
Variance 30.890
Skewness 1.31039
Kurtosis 2.07229
N 24

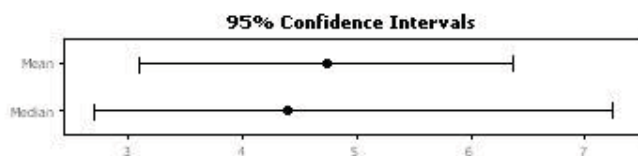
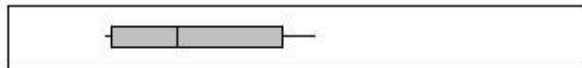
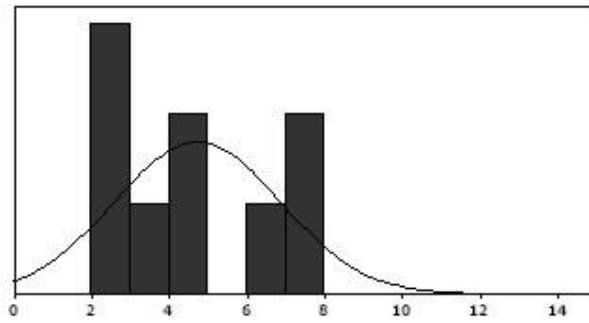
Minimum 6.100
1st Quartile 9.300
Median 12.350
3rd Quartile 16.650
Maximum 29.800

95% Confidence Interval for Mean
11.303 15.997

95% Confidence Interval for Median
10.427 14.887

95% Confidence Interval for StDev
4.320 7.796

Summary for AS08-OSL8



Anderson-Darling Normality Test

A-Squared 0.51
P-Value 0.146

Mean 4.7444
StDev 2.1331
Variance 4.5503
Skewness 0.53970
Kurtosis -1.45293
N 9

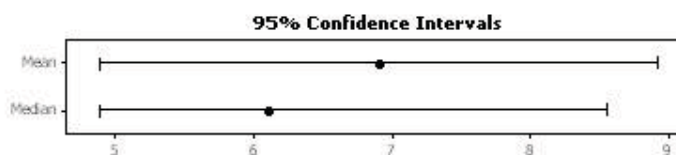
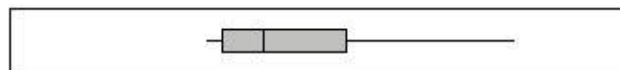
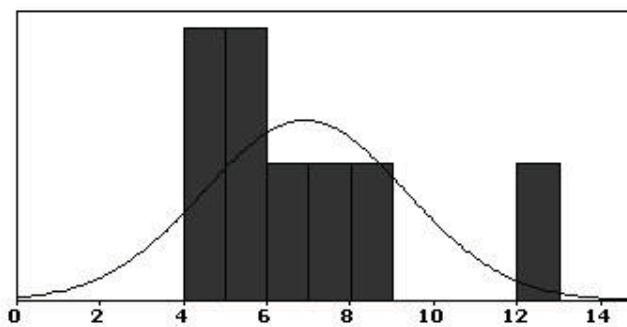
Minimum 2.5000
1st Quartile 2.7000
Median 4.4000
3rd Quartile 7.1000
Maximum 8.0000

95% Confidence Interval for Mean
3.1048 6.3841

95% Confidence Interval for Median
2.7000 7.2633

95% Confidence Interval for StDev
1.4408 4.0866

Summary for AS08-OSL10



Anderson-Darling Normality Test

A-Squared 0.55
P-Value 0.106

Mean 6.9000
StDev 2.4142
Variance 5.8286
Skewness 1.64904
Kurtosis 2.94833
N 8

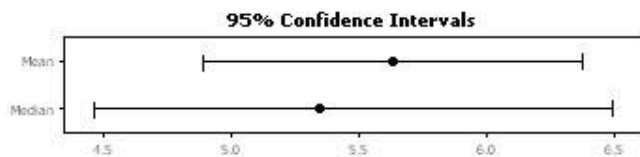
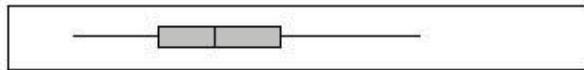
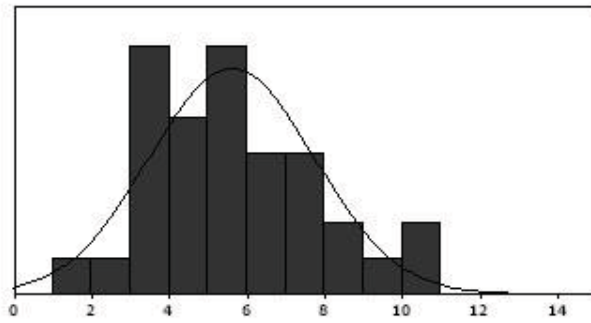
Minimum 4.7000
1st Quartile 5.1000
Median 6.1000
3rd Quartile 8.0500
Maximum 12.1000

95% Confidence Interval for Mean
4.8816 8.9184

95% Confidence Interval for Median
4.8871 8.5446

95% Confidence Interval for StDev
1.5962 4.9136

Summary for AS08-16



Anderson-Darling Normality Test

A-Squared 0.31
P-Value 0.532

Mean 5.6353
StDev 2.1259
Variance 4.5193
Skewness 0.543019
Kurtosis 0.016401
N 34

Minimum 1.7000
1st Quartile 3.9000
Median 5.3500
3rd Quartile 7.0500
Maximum 10.7000

95% Confidence Interval for Mean

4.8935 6.3770

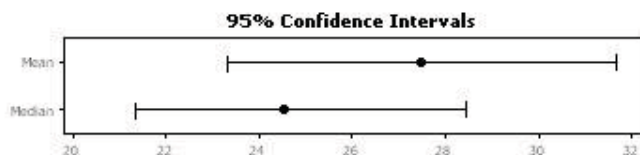
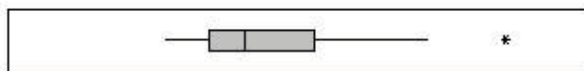
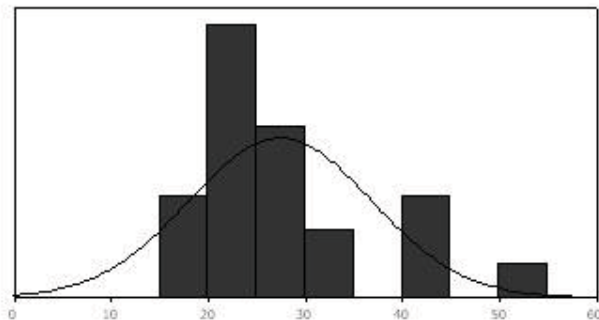
95% Confidence Interval for Median

4.4628 6.5000

95% Confidence Interval for StDev

1.7147 2.7982

Summary for AT3-OS2



Anderson-Darling Normality Test

A-Squared 1.27
P-Value < 0.005

Mean 27.527
StDev 9.406
Variance 88.481
Skewness 1.26836
Kurtosis 0.80785
N 22

Minimum 16.300
1st Quartile 20.850
Median 24.550
3rd Quartile 31.825
Maximum 51.500

95% Confidence Interval for Mean

23.357 31.698

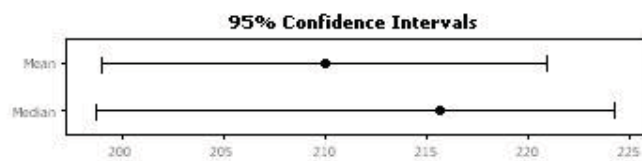
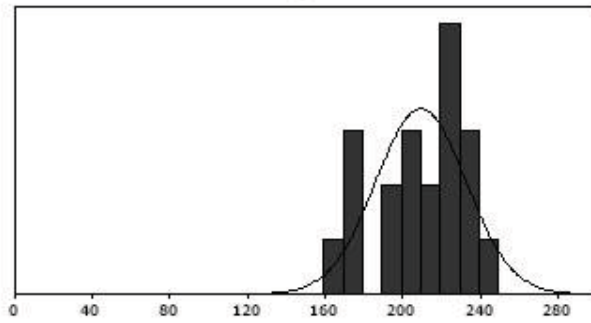
95% Confidence Interval for Median

21.389 28.487

95% Confidence Interval for StDev

7.237 13.442

Summary for TA08-OSL3



Anderson-Darling Normality Test

A-Squared 0.51
P-Value 0.174

Mean 210.02
StDev 23.34
Variance 544.97
Skewness -0.594016
Kurtosis -0.719512
N 20

Minimum 165.80
1st Quartile 194.38
Median 215.70
3rd Quartile 228.30
Maximum 242.10

95% Confidence Interval for Mean

199.09 220.95

95% Confidence Interval for Median

198.73 224.36

95% Confidence Interval for StDev

17.75 34.10

Résumé

Ce travail de thèse a pour but d'analyser les variations de vitesses sur des grandes failles décrochantes en contexte intracontinental, capables de produire des séismes de très fortes magnitudes ($M > 7.5$). Afin d'illustrer ces variations d'activités, cette analyse a été effectuée sur deux zones d'études situées en domaine continental et sismiquement actives: la région ouest de la Mongolie (failles de Bogd et Bolnay) et le nord de l'Iran (failles d'Astaneh et de Tabriz).

À partir d'une approche morphotectonique et paléosismologique, les cinématiques, les vitesses de failles et les intervalles de récurrence entre les séismes majeurs ont été estimés, permettant d'analyser les caractéristiques du cycle sismique sur chacune des failles.

En Mongolie, les failles de Bogd et Bolnay présentent respectivement des vitesses de $\sim 1,2$ et $2,6$ mm/an, qui semblent être constantes sur la période Pleistocène supérieur-Holocène. Ces deux failles présentent également des glissements caractéristiques et des intervalles de temps similaires entre les séismes majeurs. Les analyses paléosismologiques suggèrent qu'un essaim sismique comparable à celui enregistré au XX^{ème} siècle a eu lieu il y a environ 3000 ans.

En Iran, une vitesse géologique de 2 mm/an a été estimée sur la faille d'Astaneh et les données paléosismologiques suggèrent des intervalles de récurrence de 1800 ans, associés à des déplacements en surface compris entre 3 et 4,5 m. Nous avons également estimé une vitesse de 7 mm/an sur la faille de Tabriz, en accord avec les données GPS, suggérant que la vitesse sur cette faille est constante depuis 45 ka.

Abstract

The aim of this thesis is to analyze the variations in slip rates along strike-slip faults, in intracontinental domain, producing large earthquakes ($M > 7.5$). To illustrate these variations, this work has focused in two area located in the most tectonically active continental domains in the world: in the western part of Mongolia (Bogd and Bulnay faults) and in the northern part of Iran (Astaneh and Tabriz faults).

Using morphotectonic and paleoseismological analyses, the kinematics, the slip rates and the recurrence times have been estimated and allow us to describe the characteristics of seismic cycle along these faults.

In Mongolia, the slip rates are estimated at $\sim 1,2$ and $\sim 2,6$ mm/yr along the Bogd and the Bulnay faults, respectively, with no variations of geological slip rates over the late Pleistocene-Holocene period. These two faults present characteristic slips and similar recurrence times between large earthquakes. The paleoseismological investigations suggest that a cluster occurred 3000 years ago, similar to the seismic cluster recorded in Mongolia during the XX century.

In Iran, the slip rate was estimated to 2 mm/yr along the Astaneh fault and the recurrence times are ranging from 1600 to 2200 years, associated with offsets comprised between 3 and 4,5 m. We have also estimated a slip rate of ~ 7 mm/yr along the Tabriz fault, in agreement with the present day rate estimated by GPS, suggesting no variations in the slip rate over the past 45 ka.